

Vulkaniter, sediment och plutoniter i Vetlandaområdet

av

Kennert Röshoff

Geologiska institutionen
Lunds universitet



Lund 1973

VULKANITER, SEDIMENT OCH PLUTONITER

I VETLANDAOMRÅDET

av

Kennert Röshoff

Fil. kand., Sm

AKADEMISK AVHANDLING

som för avläggande av filosofie doktorsexamen vid
matematisk-naturvetenskapliga fakulteten vid univer-
sitetet i Lund kommer att offentligen försvaras å
Geografiska institutionens i Lund föreläsningssal
måndagen den 28 maj, 1973, kl. 10.15.

Lund 1973





Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545321_0001

Geografisk beskrivning av området	1
Geologisk beskrivning av området	2
Geoteknisk beskrivning av området	3
Geokemisk beskrivning av området	4
Geofysisk beskrivning av området	5
Geomorfologisk beskrivning av området	6
Geobotanisk beskrivning av området	7
Geozoologisk beskrivning av området	8
Geohydrologisk beskrivning av området	9
Geoteknisk beskrivning av området	10
Geokemisk beskrivning av området	11
Geofysisk beskrivning av området	12
Geomorfologisk beskrivning av området	13
Geobotanisk beskrivning av området	14
Geozoologisk beskrivning av området	15
Geohydrologisk beskrivning av området	16
VULKANITER, SEDIMENT OCH PLUTONITER	17
I VETLANDAOMRÅDET	18
Geografisk beskrivning av området	19
Geologisk beskrivning av området	20
Geoteknisk beskrivning av området	21
Geokemisk beskrivning av området	22
Geofysisk beskrivning av området	23
Geomorfologisk beskrivning av området	24
Geobotanisk beskrivning av området	25
Geozoologisk beskrivning av området	26
Geohydrologisk beskrivning av området	27
Geoteknisk beskrivning av området	28
Geokemisk beskrivning av området	29
Geofysisk beskrivning av området	30
Geomorfologisk beskrivning av området	31
Geobotanisk beskrivning av området	32
Geozoologisk beskrivning av området	33
Geohydrologisk beskrivning av området	34
Geoteknisk beskrivning av området	35
Geokemisk beskrivning av området	36
Geofysisk beskrivning av området	37
Geomorfologisk beskrivning av området	38
Geobotanisk beskrivning av området	39
Geozoologisk beskrivning av området	40
Geohydrologisk beskrivning av området	41
Geoteknisk beskrivning av området	42
Geokemisk beskrivning av området	43
Geofysisk beskrivning av området	44
Geomorfologisk beskrivning av området	45
Geobotanisk beskrivning av området	46
Geozoologisk beskrivning av området	47
Geohydrologisk beskrivning av området	48
Geoteknisk beskrivning av området	49
Geokemisk beskrivning av området	50
Geofysisk beskrivning av området	51
Geomorfologisk beskrivning av området	52
Geobotanisk beskrivning av området	53
Geozoologisk beskrivning av området	54
Geohydrologisk beskrivning av området	55
Geoteknisk beskrivning av området	56
Geokemisk beskrivning av området	57
Geofysisk beskrivning av området	58
Geomorfologisk beskrivning av området	59
Geobotanisk beskrivning av området	60
Geozoologisk beskrivning av området	61
Geohydrologisk beskrivning av området	62
Geoteknisk beskrivning av området	63
Geokemisk beskrivning av området	64
Geofysisk beskrivning av området	65
Geomorfologisk beskrivning av området	66
Geobotanisk beskrivning av området	67
Geozoologisk beskrivning av området	68
Geohydrologisk beskrivning av området	69
Geoteknisk beskrivning av området	70
Geokemisk beskrivning av området	71
Geofysisk beskrivning av området	72
Geomorfologisk beskrivning av området	73
Geobotanisk beskrivning av området	74
Geozoologisk beskrivning av området	75
Geohydrologisk beskrivning av området	76
Geoteknisk beskrivning av området	77
Geokemisk beskrivning av området	78
Geofysisk beskrivning av området	79
Geomorfologisk beskrivning av området	80
Geobotanisk beskrivning av området	81
Geozoologisk beskrivning av området	82
Geohydrologisk beskrivning av området	83
Geoteknisk beskrivning av området	84
Geokemisk beskrivning av området	85
Geofysisk beskrivning av området	86
Geomorfologisk beskrivning av området	87
Geobotanisk beskrivning av området	88
Geozoologisk beskrivning av området	89
Geohydrologisk beskrivning av området	90
Geoteknisk beskrivning av området	91
Geokemisk beskrivning av området	92
Geofysisk beskrivning av området	93
Geomorfologisk beskrivning av området	94
Geobotanisk beskrivning av området	95
Geozoologisk beskrivning av området	96
Geohydrologisk beskrivning av området	97
Geoteknisk beskrivning av området	98
Geokemisk beskrivning av området	99
Geofysisk beskrivning av området	100

RECHENKUNST DER ALGEBRA, PART II

THEORY OF EQUATIONS

BY J. H. VAN DER WAERDEN



1912

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

Inledning	sidan 1
Allmän beskrivning av området	1
Arbetsmetodik	5
Äldre arbeten	7
Åldersdateringar	12
Terminologi och klassificering av vulkanoklastiska bergarter	13
Geologisk översikt av undersökningsområdet	15
Nömmenvulkaniterna	17
Petrografisk beskrivning av Nömmenvulkaniterna	19
Undre formationen	19
Mellersta formationen	31
Övre formationen	44
Petrografisk beskrivning av sedimentbergarterna	54
Glimmerkvartsit	55
Konglomerat med inlagringar av arkosartade lager	57
Kvartsglimmerfyllit	59
Glimmerskiffer	60
Sur vulkanit	61
Sedimentbergarter utanför undersökningsområdet	62
Migmatitiserade sedimentbergarter	63
Petrografisk beskrivning av djupbergarterna	67
Uppträdande och kontaktförhållanden	67
Basiska djupbergarter	69
Intermediära djupbergarter	72
Sura djupbergarter	78
Petrografisk beskrivning av gångbergarterna	78
Bergarternas kemi	83
Nömmenvulkaniterna	83
Djupbergarterna	91

Strukturgeologi och metamorfos	sidan 105
Området söder om förkastningen	105
Området norr om förkastningen	115
Kataklastisk deformation	120
Diskussion och sammanfattning	122
Summary	128
Litteraturförteckning	131

Strukturgeologi och metamorfos	sidan 105
Området söder om förkastningen	105
Området norr om förkastningen	115
Kataklastisk deformation	120
Diskussion och sammanfattning	122
Summary	128
Litteraturförteckning	131

INLEDNING

Föreliggande arbete utgör en beskrivning av den prekambrisk geologin inom ett 75 km² stort område, vilket är beläget 12 km SO Nässjö i Småland (fig 1). Området utgör en del av den s k Vetlandaserien, en bergartssekvens, som i huvudsak består av sediment, men i vilken även vulkaniska bergarter ingår (Magnusson m fl 1960).

I undersökningsområdet finns två ytbergartsstråk. Det ena har en allmän NV-SO-lig strykning och är sammansatt av vulkaniter. Det andra stråket domineras av sedimentbergarter. Dessa har en allmän strykning i O-V (fig 2 kartan över undersökningsområdet bakre pärmen).

De plutoniska bergarterna bildar en serie från gabbro till granodiorit. Gångbergarter av olika sammansättningar och åldrar finns i underordnad mängd.

Beskrivningen av de vulkaniska bergarterna intar den ojämförligt större delen av arbetet beroende på, att mycket studium har ägnats åt att försöka utreda dessa bergarters strukturer, sammansättningar och stratigrafi. Det var dessa bergarter, som var den egentliga anledningen till att professor Sven Hjelmqvist föreslog en detaljkartering av området efter Stolpes (1892) beskrivning av de egendomliga bergarterna på öarna i Nömmen.

ALLMÄN BESKRIVNING AV OMRÅDET

Området ligger på randen av Småländska höglandet. Större delen av undersökningsområdet är beläget 200 - 250 m ö h med en maximal höjd av 278 m ö h SV Tjunnaryd.

Stora delar täcks av kvartära avlagringar framför allt av finkorniga fraktioner. Ett flertal grusåsar sträcker sig i N-S-liga riktningar. Dalstråken har en markerad NNV-SSO- till NV-SO-lig utsträckning (fig 3). Isräffelriktningar varierar mellan N-S och NNO-SSV. Den västra delen av undersökningsområdet upptas av sjön Nömmen. Den har en NNV-SSO-lig utbredning med en största längd av 9,5 km och en största bredd av 3 km. En djupkarta över Nömmen finns i fig 4. På öarna och runt stränderna finns rikligt med blottningar, medan stora områden runt sjön saknar hällar.

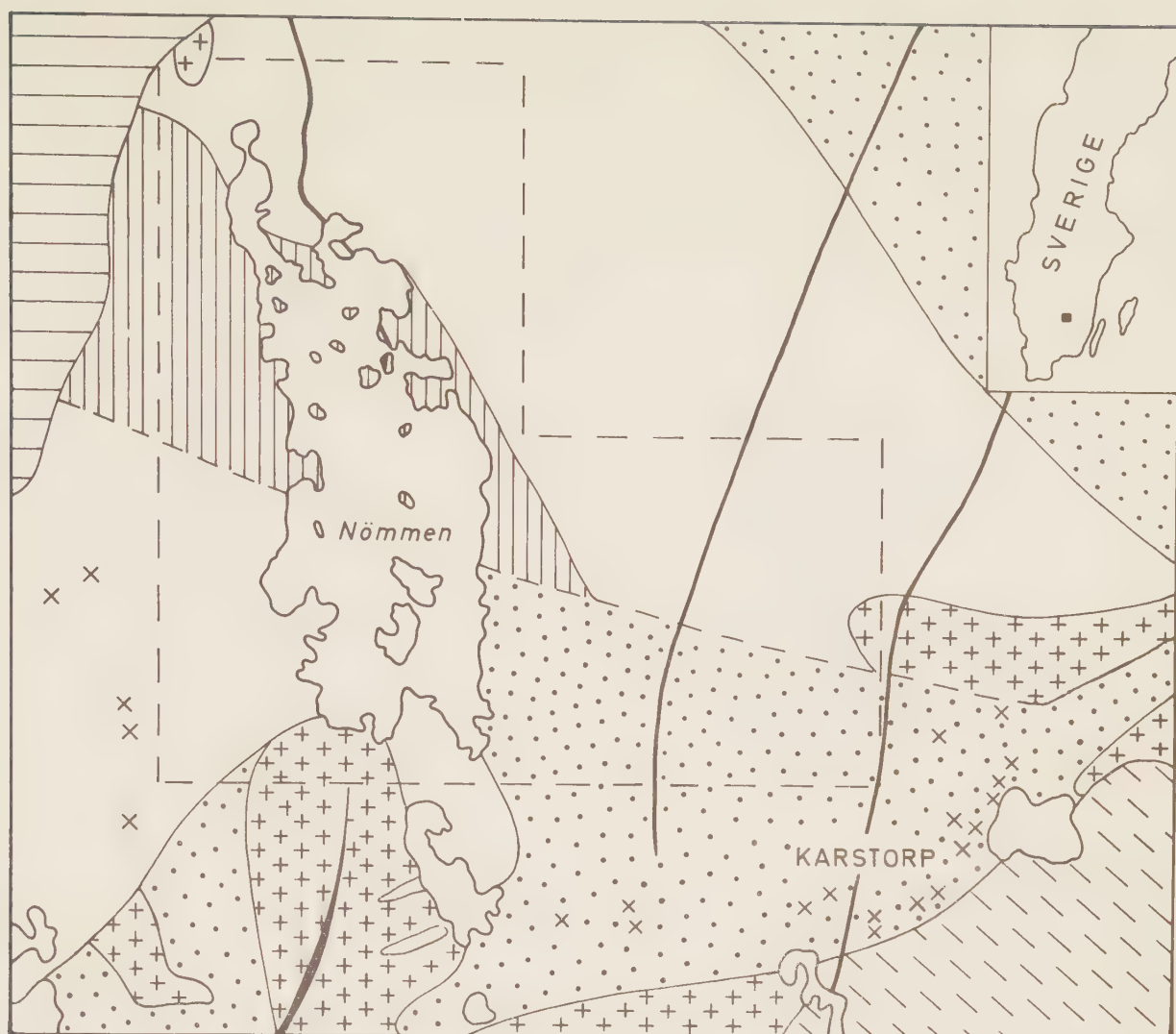
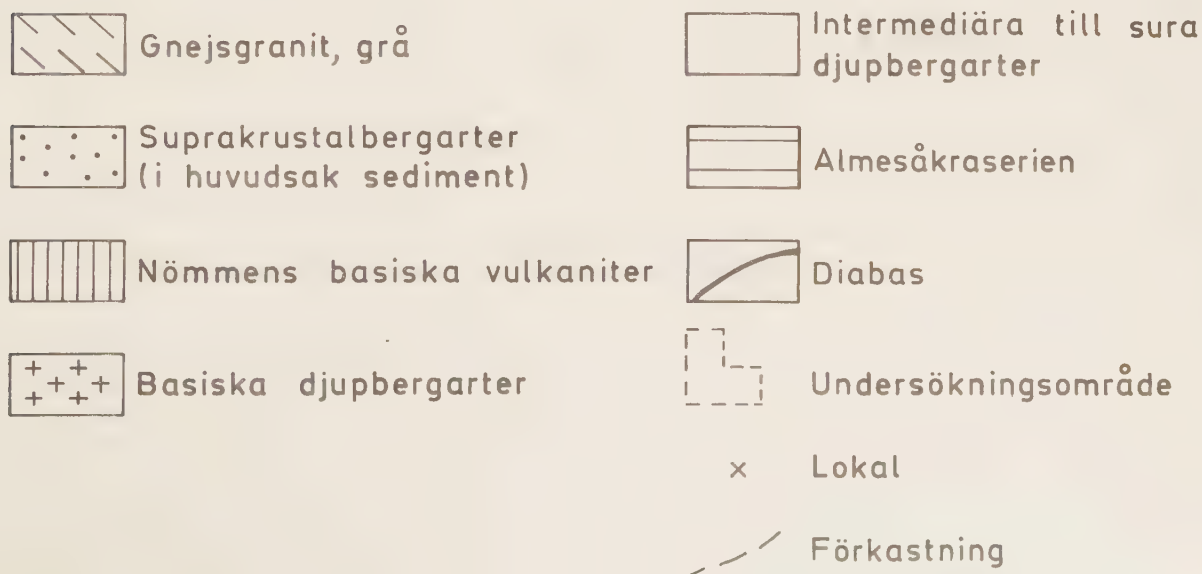


Fig.1

Berggrunden inom och omkring undersökningsområdet
(Området utanför undersökningsområdet efter
Stolpe 1892, Hedström 1899 och Lundegårdh 1950)

Skala 1:100 000



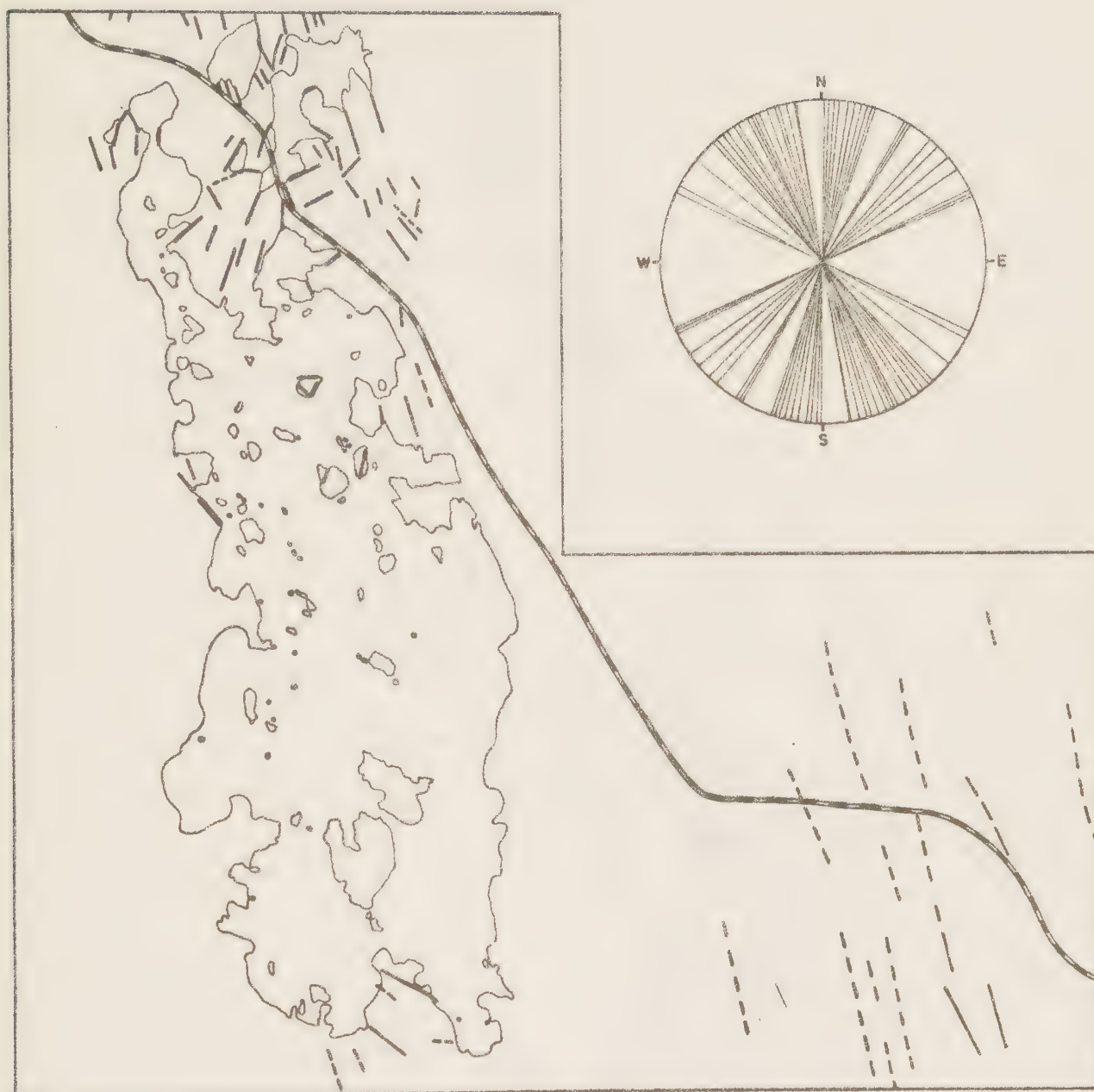


Fig. 3

Flygbildsanalys över markerade branter, större spricksystem samt dalgångar

Markerade branter och spricksystem är inlagda i stereogrammet

 Markerad brant och/eller större spricka

 Dalgång



Fig.4

Djupkarta över Nömmen (3-5-7-9-11-13-15 meters ekvidistans)

ARBETSMETODIK

Området har karterats på den ekonomiska kartan i skalan 1:10 000 omfattande bladen 6E Nässjö 5i Äppelholm, 6E Nässjö 5j Björkö och 6E Nässjö 6i Rödjenäs. Undersökningsområdet faller inom den gamla topografiska kartan Jönköping i skalan 1:100 000 samt det geologiska kartbladet Nydala (SGU Ser Ab nr 14). Flygbildstolkning har utförts på flygfoton (vertikalbilder) i skalan 1:30 000.

På grund av att stora delar av området har låg blottningsgrad, framför allt östra, sydöstra samt västra delarna, har det varit svårt att fastställa bergartsgränser och bergarternas strukturer. Kartering har därför delvis utförts på lokala block.

För mikroskopiska undersökningar har följande litteratur använts:

Kerr (1959), Moorhouse (1959), Tröger (1956, 1967) och Spry (1969).

I de fall där vulkaniternas eruptiva texturer är identifierbara, har dessa klassificerats enligt Johannsen (1931). Nomenklatur och klassificering av djupbergarterna följer Streckeisen (1967), medan vulkaniternas nomenklatur är enligt Rittman (1952).

De vulkanoklastiska bergarterna är indelade efter schemat på sidan 14.

I texten följer de basiska gångbergarterna den allmänt använda terminologin i Sverige d v s diabaser betecknar mer eller mindre starkt omvandlade typer. De yngre diabaserna är inte så starkt omvandlade och har på kartan betecknats "dolerite" efter engelsk terminologi (Harker 1960).

Plagioklasens anortitihalt är i huvudsak bestämd på Leitz' 4-axliga U-bord. Ett fåtal bestämningar är gjorda genom mätningar av maximala utsläckningsvinkeln av albittvillingar vinkelrätt mot OIO. Vid U-bordsbestämningarna har indikatrix bestämts i förhållande till ett spaltplan (Burri m fl 1967). Dubbelbrytningen är angiven med tecknet $n'-n''$.

Volymetrisk analysering har utförts med manuell "point-counter" (700 - 1000 punkter). Vulkaniterna är vanligen alltför finkorniga och omvandlade för att de med säkerhet kan volymbestämmas genom "point-counter"-analys. I dessa bergarter har därför, i de flesta fall, en uppskattning gjorts av ingående minerals volymmängd. I huvudsak har följande indelning använts: huvudmineral eller dominerande mineral > 25%, väsentliga mineral 5 - 25%, underordnade mineral 1 - 5% och

accessoriska mineral < 1%. Ett flertal slip har etsats enligt en metod beskriven av Bailey och Stevens (1960).

Kemiska analyser baseras på 0,5 - 3 kg provmängd. De mindre provmängderna utgöres av finkorniga till täta ytbergarter, medan prover omkring 3 kg är tagna av medelkorniga och grova djupbergarter. I huvudsak har fragmentartade och inhomogena bergarter undvikits. Proven har tagits i form av knackprover och borrhärdar. Borrhärderna består av ett flertal 10 - 15 cm långa kärnor. Kärnorna har grovkrossats och analysmaterialet har sedan handplockats för att undvika kontaminationer med borrhärdet.

Analysering av huvudelement och spårelement har utförts vid Geologiska institutionen i Lund under ledning av F.K. Zoltan Solyom.

Na₂O, K₂O, MnO och MgO har bestämts med atomabsorption (Perkin-Elmer AAS model 306). SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃tot, CaO, TiO₂, Rb, Sr och Ba är bestämda med röntgenfluorescens (Philips PW 1540 X-Spectrometer).

FeO är analyserad genom automatisk potentiometrisk titrering (pH-Meter typ PHM28d, titrator typ TTT11b och autoburet typ ABU11).

Följande internationella standards har använts som referens (ZGI):

GM och BM; (USGS): WL-1, AGV-1, BCR-1 och GSP-1; (MRT): T-1.

Standardavvikelsen av varje oxid och element för den använda analysmetoden är följande:

Oxid	s	Element	s
SiO ₂	0,2	Ba	3,3
Al ₂ O ₃	0,2	Sr	2,3
Fe ₂ O ₃	0,05	Rb	3,3
FeO	0,08		
MgO	0,11		
CaO	0,06		
Na ₂ O	0,13		
K ₂ O	0,1		
TiO ₂	0,01		
MnO	0,002		

Beräkningar av CIPW-normer, Nigglivärden samt olika elementförhållanden har utförts vid Sveriges geologiska undersöknings datasektion (program Benorm 2).

Mikrosondanalyser av granater har gjorts vid Geologiska Institutionen i Uppsala.

Vid Dept of Geology, University of Oxford, har de intermediära djupbergarterna åldersdaterats (Rb/Sr "whole-rock" analyser) av M.Sc. Paul Taylor.

De basiska vulkaniterna bildar en bergartsgrupp, vilken är indelad i tre formationer. Indelningen är av informell status, då stratotyper inte kunnat beskrivas (International Subcommission on Stratigraphic Classification 1972).

Klassificering av strukturgeologiska och tektoniska element följer Fleuty (1964), Ramsay (1967) och Higgins (1971). Stereografiska projektioner är framställda enligt Badgley (1959) och Phillips (1971) och utförda på undre hemisfären av ett Schmidtnät.

ÄLDRE ARBETEN

Huvudmassan av den småländska berggrunden består av granitoida bergarter, i huvudsak s k "Smålandsgraniter", antagna att ha en gotisk ålder (Wahl 1936, Larsson 1947, Magnusson m fl 1960). Dessa har uppfattats bilda en eruptiv serie från basiska till sura led uppkomna genom en differentiation (Munthe och A. Gavelin 1907, Hjelmqvist 1938, Lundegårdh 1950, Geijer m fl 1951).

Gnejsgraniter inom Vetlanda- och Västerviksområdena har uppfattats utgöra ytbergarternas underlag (A. Gavelin 1904), men senare undersökningar i Västerviksområdet har visat att gnejsgraniter av Loftahammar-typ är intrusiva i, men visar även successiva kontakter mot ytbergarterna (Holmqvist 1905a,b, S. Gavelin och Lundegårdh 1960, Westra m fl 1969, Elbers 1971, Kresten 1971). S. Gavelin (S. Gavelin och Lundegårdh 1960) skriver: "In the opinion of the author the various granites of the area represent various stages of mobilization".

Inom Vetlandaseriens bergarter har Hjelmqvist (1969) påvisat en pålagringskontakt mot en pregotisk granit. Westra m fl (1969) och Elbers (1971) anser att delar av "Smålandsgraniterna" motsvarar gnejsgraniter av Loftahammar-typ, och att de troligen tillhör samma generation, prekinematiskt svekofenniska, medan "Smålandsgraniter", vilka saknar en foliation, är serorogena tillhörande en andra kinematisk fas. De äldre granitoiderna av Loftahammar-typ placeras av Kresten (1971) som synkinematiska, medan "Smålandsgraniter" är postkinematiska till svekofennium. Lundqvist (1968) skriver: "... the possibility exists that

both the Loftahammar granite and the gneissose granites in the Vetlanda region are Svecofennian primorogenic intrusions, unrelated to the Småland granites". Persson (1973) har antagit en postorogen svekofennisk ålder av sura vulkaniter, vilka har nära anslutning till graniter, troligen bildade genom anatexis. "Smålandsgraniternas" förhållande till svekofenniska granitoider har studerats av Gorbatshev (1971). Han fann att gotiska "Smålandsgraniter" inte kan likställas med svekofenniska granitoider. Gorbatshev anser det "gotiska komplexet" vara postorogent eller extraorogent i förhållande till svekofennium.

De basiska djupbergarterna inom "Smålandsgraniterna" uppvisar inom samma massiv starka variationer i mineralogi, textur och kemi. Grov-kristalliniska, vanligen massiva gabbroida bergarter finns inom massivens centrala delar, medan finkornigare dioritiska typer, vilka vanligen har en foliation, uppträder i massivens randområden (Holst 1879, 1885, 1893, Eichstädt 1887, Stolpe 1892, Svenonius 1907, 1914, Geijer m fl 1951, Persson 1973). De basiska plutoniterna uppfattas vanligen såsom äldre än granitoiderna, men yngre än ytbergarterna (Munthe och Hedström 1904, Munthe och Gavelin 1907, Svenonius 1914, Geijer m fl 1951).

Även de sura plutoniterna består av bergartsled med betydande variationer i mineralogi, textur och kemi. De är vanligen indelade i fyra grupper, nämligen röd Växjögranit, grå Växjögranit, ögonförande eller porfyrisk granit samt finkornig granit, medan hornbländegranit och graniter av mera lokal karaktär ibland särskilt urskilts (Holst 1885, 1893, Stolpe 1892, Munthe och Gavelin 1907, Sundius 1921, Hjelmqvist 1938, Geijer m fl 1951).

Kontakterna mellan olika sura granitoider är dels skarpa, ibland breccieartade, dels successiva. Inneslutningar av äldre plutoniter i yngre förekommer allmänt (Holst 1879, 1885, Munthe och Gavelin 1907, Hedström 1917, Persson 1973). Vanligen är de sura plutoniterna massiva, men kan få en skiffrig utbildning i kontaktzonerna. Förskiffringen kan bli så stark att bergarterna svårligen kan skiljas från gnejsgraniter (Hummel 1877, Holst 1879, 1885, Stolpe 1892, Geijer m fl 1951). I kontaktzonerna mot ytbergarterna kan plutoniterna vara finkorniga och porfyrisk (Holst 1879, Munthe och Hedström 1904, Persson 1973).

Rikligt med inneslutningar av basiska plutoniter samt ytbergarter är vanligt i de sura djupbergarterna. Inneslutningarna ligger vanligen regellöst, men de kan erhålla en parallell ordning (Hummel 1877, Holst 1879, Stolpe 1892).

De plutoniska bergarterna omger större eller mindre områden av ytbergarter. O. Nordenskjöld (1894) urskiljde fyra mera sammanhängande ytbergartsstråk. Det nordligaste av dessa är Sjögelöområdet, medan det andra sträcker sig från Vetlanda i väster till Oskarshamn i öster. Det tredje stråket är Långemålaområdet och det fjärde Lenhovdaområdet. Ytbergarterna har en O-V- till VNV-OSO-lig ibland NV-SO-lig utsträckning (Holst 1885, O. Nordenskjöld 1894, Munthe och Hedström 1904). Inom ytbergarterna urskildes hälleflintor, hälleflintgnejser samt gnejser. Bland Sjögelöområdets hälleflintor och hälleflintgnejser kunde O. Nordenskjöld (1894) identifiera bergarter med vulkaniska strukturer och texturer. Persson (1973) har inom en del av detta områdes vulkaniter, tolkat dessa som ignimbriter med inlagringar av tuffer och agglomerat. O. Nordenskjöld (1896) undersökte även mera översiktligt hälleflintor och hälleflintgnejser inom Vetlandaområdet. Han ansåg, att stora delar av dessa bergarter var av vulkaniskt ursprung (jmf Hjelmqvist 1969), men att det även fanns kristalliniska skiffrar bl a hälleflintgnejsområdet öster ut från Nömmen fram till Skog på Nydala- och Vetlandabladen. Nordenskjöld indelade de kristalliniska skiffrarna enligt följande: 1) kalksten och kalkrika bergarter, 2) kvartsitiska bergarter, 3) glimmerskiffer (biotit-muskovitskiffer), 4) amfibol-glimmerskiffer samt 5) amfibolitbergarter.

Sedimentbergarterna är äldre än porfyrrerna, då brottstycken av kvartsit påträffats i de senare (Magnusson m fl 1963). Porfyrrerna ansluter sig nära till graniterna, men är i huvudsak äldre än dessa (Nordenskjöld 1894, Munthe och Gavelin 1907, Persson 1973).

Både djup- och ytbergarterna genomsätts av ett flertal gångbergarter av subjotnisk ålder (Asklund 1923). Gångbergarterna består av granit- och gångporfyrrer samt olika typer av diabaser (Svedmark 1885, Eichstädt 1887, O. Nordenskjöld 1893). Eichstädt (1887) indelade diabaserna i 1) olivindiabaser, 2) enstatit- och broncitdiabaser, 3) kvartsrika diabaser samt 4) uralitdiabaser.

Uralitdiabaserna uppträder ofta tillsammans med porfyrrer och bildar

med dessa sammansatta gångar. Brottstycken av uralitdiabas har observerats i porfyren, men successiva övergångar finns mellan porfyrisk och porfyritiska typer (Eichstädt 1884, O. Nordenskjöld 1893). Persson (1973) har iakttagit en granitporfyr, vilken är genomslagen av en uralitdiabas och anger följande åldersförhållande mellan olika gångbergarter: äldst är granit- och gångporfyrrer följda av diabasporfyrer och uralitdiabaser, medan svarta diabaser är yngst. Han anser, att någon längre tidsperiod mellan graniternas bildning och gångbergarternas intrusioner inte är trolig.

Almesåkraserien täcker ett område kring Nässjö och har en NNO-SSV-lig utsträckning (Munthe och Gavelin 1907, S. Gavelin 1931, Hedström 1917). Serien antages vara av jotnisk ålder och består av sediment. I nära anslutning finns diabaser, vilka uppträder dels som vertikala gångar dels som lagergångar (Munthe och Gavelin 1907, Hedström 1917, Gavelin 1931). Till dessa diabaser hör de s k kvartsit-konglomeratdiabaserna, vilka är undersökta av Eichstädt (1885) och Berg-Lembke (1970).

Munthe och Gavelin (1907) anmärkte, att de äldre ytbergarterna blivit förskiffrade och veckade före "Smålandsgraniternas" intrusion.

I Västerviksområdet antar S. Gavelin (S. Gavelin och Lundegårdh (1960) en tidig veckfas med relativt öppna veck, vilka i områdets norra delar har en NV-SO-lig riktning, medan veckaxlarna i de södra delarna har O-V- till OSO-VSV-liga riktningar. En senare intensiv skjuvningsfas uppkom i nära anslutning till "... regional thermal and metasomatic metamorphism". Enligt Westra m fl (1969) och Elbers (1971) erhöill de prekinematiska djupbergarterna under den första deformationsfasen veck med horisontella axialplan. Vecken var av "slip fold"-typ och i sedimenten utvecklades en foliation (S_1) subparallell med lagringen. Veckaxlarna hade en NNO-SSV-lig orientering. Överskjutningar och mylonitzoner utbildades.

Den andra deformationen, under serorogen tid, deformerade S_1 och isoklinala veck bildades med en NV-SO-lig riktning. Endast en axialfoliation (S_2) utbildades.

Elbers (1971) rapporterar att mycket tidiga veck med en O-V-lig riktning iakttagits i basiska gångar och ögongnejser. Dessa veck har blivit veckade av en andra NV-SO-lig veckfas.

De postorogena vulkaniterna, undersökta av Persson (1973), visar tecken på deformationer. Både foliationsplan och stängliga strukturer har

iakttagits. En tidig deformation har foliations- och stänglighetsriktningar med NNO-SSV- till NNV-SSO-liga riktningar, medan en yngre deformation, delvis utbildad genom en kraftig förskiffring, har VNV-OSO- till ONO-VSV-liga riktningar.

Strukturerna inom Almesåkraformationens bergarter har undersökts av S. Gavelin (1931). Han fann, att formationen veckats av N-S-liga veckaxlar, vilka stupar mot norr och söder. Vecken är överstjälpta åt öster. Överskjutningar mot öster är även iakttagna.

Två olikåldriga sprickgrupper har urskiljts i Östergötland och Småland, nämligen ett subjotniskt och ett jotniskt (Asklund 1921, 1923, 1927, Björnsson 1937). Den förra kännetecknas av framför allt NV-SO- till NNV-SSV-liga sprickriktningar, vilka innehåller rikligt med diabaser. Vinkelrätt mot denna grupp finns tvärsprickor med NO-SV- till ONO-VSV-liga strykningar (Asklund 1923, 1927, Björnsson 1937). De VNV-OSO-liga ibland även ONO-VSV-liga sprickorna har i Sommenområdet vanligen tecken på horisontella rörelser. Dessa sprickor är i huvudsak äldre än bildningen av Almesåkraformationen. Rörelser utefter O-V-ligt riktade sprickor har bl a skett vid Almesåkraformationens överskjutning åt öster (Björnsson 1937). Björnsson har funnit breccior och myloniter framför allt utbildade i N-S till NNO-SSV eller NO-SV. Inom Oskarshamnsområdet har C.A. Nordenskjöld (1944) angivit följande riktningar med tecken på rörelser och breccieringar: N-S, NV-SO, NO-SV och O-V till ONO-VSV. Persson (1973) har i Storebroområdet visat, att de flesta sprickorna i området företrädesvis har NV-SO- till NNV-SSO-liga samt NO-SV- till ONO-VSV-liga riktningar. Horisontella rörelser är iakttagna, och båda grupperna innehåller gångbergarter. De jotniska sprickorna är framför allt N-S- till NNO-SSV-liga tensions-sprickor, vilka ofta innehåller diabaser (Asklund 1923, Björnsson 1937).

ÅLDERSDATERINGAR

K/Ar dateringar av graniter från sydöstra Sverige har givit åldrarna 1475 och 1750 milj år (Magnusson 1960).

Enligt Welin och Blomqvist (1966) är argonets flykt dels under den s k svekonorvegiska regenerationen dels under intrusionen av Karlshamnsgraniterna till stor del orsaken till de låga K/Ar åldrarna.

Rb/Sr "whole-rock" analyser har indikerat en ålder av 1740 milj år av "Smålandsgraniter" av röd Växjötyp. Provtagningen är bl a från Strålsnäsområdet (Welin m fl 1966). U/Pb analyser av mineral från apliter och pegmatiter tillhörande "Smålandsgraniterna" visar en ålder av 1745 milj år (Welin 1966a, 1971, Welin och Blomqvist 1966, Welin m fl 1966). Priem m fl (1969) har utfört Rb/Sr dateringar bl a på gnejsiga "Smålandsgraniter" och på Loftahammargranit i Västerviksområdet. För gnejsiga "Smålandsgraniter" erhöles åldern 1814 milj år och för Loftahammargraniten 1746 milj år ($\lambda = 1,39 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$).

Dateringar av Smålandsporfyrrer har utförts av Åberg (1972). Rb/Sr-åldern på dessa bergarter är 1695 ± 20 milj år.

På grundval av åldersdateringar har Welin (1966b) i Sverige urskiljt följande huvudfaser av eruptiva aktiviteter:

- 1) Svekofenniska perioden (inkluderande "Smålandsgraniterna") omfattande 1810 - 1680 milj år.
- 2) Period av eruptiv aktivitet omfattande 1500 - 1380 milj år.
- 3) Svekonorvegiska perioden omfattande 1100 - 935 milj år.

De första och sista perioderna representerar två olika orogener (Welin 1966b). Welin anser att en separat gotisk orogenes inte existerar. "Smålandsgraniterna" och porfyrrerna är genetiskt knutna till den svekofenniska orogensen (Lundqvist 1968). Lundegårdh (1967) har använt gotium som en kronologisk term omfattande perioden 1350 - 1780 milj år, medan den svekofenniska eran omfattar perioden 1780 - 1950 milj år. Lundegårdh (1971) påpekar, att termerna svekofennokarelium och gotium måste uppfattas som provisoriska.

TERMINOLOGI OCH KLASSIFICERING AV VULKANOKLASTISKA BERGARTER

För detta arbete har de vulkanoklastiska bergarterna indelats efter schemat i tabell 1. Syftet med indelningen har varit att skapa en övergångsgrupp mellan pyroklastiska och sedimentära bergarter, eftersom en stor del av bergarterna i Nömmengruppen utgör mellanformer mellan dessa.

Ett flertal författare har försökt inkludera alla vulkanoklastiska bergarter i ett schema (Hay 1952, Fisher 1958, 1961, 1966, Blokhina m fl 1959, Panto 1959, Svoboda 1962, Törek 1962, Fiske m fl 1963, Vlodavetz m fl 1963, Peltz 1972). De flesta författarna indelar de vulkanoklastiska bergarterna efter en kvantitativ bedömning av de ingående mängderna av pyroklastiskt (vulkaniskt) och av epiklastiskt (sedimentärt) material, och det är vanligen endast de olika procentgränserna mellan dessa mängder, som utgör de egentliga skillnaderna mellan de olika indelningarna. Delvis skiljer sig även den använda terminologin. Andra viktiga kriterier vid indelningarna utgör fragmentens storlek, form och sammansättning.

Fisher (1961, 1966) grundar sin indelning i första hand på sättet hur bergarterna bryts sönder ("the process of fragmentation"). Fiske m fl (1963) har använt en deskriptiv indelning. Denna grundar sig på fragmentens storlek och form samt materialets sorteringsgrad. Denna indelning är använd på vulkaniska bergarter med såväl pyroklastiskt som epiklastiskt ursprung.

Indelningen i tabell 1 tänks bestå av tre grupper: 1) lavabreccior, 2) pyroklastiska bergarter och 3) övergångsbergarter.

Grupp 1 betecknar autobreccierade vulkaniska bergarter och har använts i en vidare betydelse (jmf Parsons 1969). Till denna grupp har förts "pillow"breccia och hyaloklastit definierade av Rittman (1962) och Pichler (1965). Grupp 2 och 3 är indelade efter fragmentens storlek enligt Fisher (1961). I vissa fall markerar fragmentens form och sorteringsgrad ytterligare indelningar (efter Fiske m fl 1963).

Följande förändringar är gjorda av grupp 3 i förhållande till indelningen publicerad av Fiske m fl (1963). Tuffbreccia har ersatts med "dåligt sorterad vulkanisk breccia". "Volcanic sandstone" har ersatts med "vulkanisk arenit" enligt Pettijohn (1957), Crook (1960). För fragment med en kornstorlek under 0,06 mm användes "tuffit"

Tabell 1. Indelning av vulkanoklastiska bergarter

LAVABRECCIA	PYROKLASTISKA BERGARTER			ÖVERGÅNGSBERGARTER		
	Fragmentens form	Allmän bergartstyp	Fragmentens form	Allmän bergartstyp	Sorteringsgrad Dålig	Sorteringsgrad God
"Flow"breccia "Pillow"-breccia Hyaloklastit	Rundade	Agglomerat	Rundade	Vulkaniskt konglomerat	Dåligt sorterat vulkaniskt konglomerat	Väl sorterat vulkaniskt konglomerat
	Kantiga	Pyroklastisk breccia	Kantiga	Vulkanisk breccia	Dåligt sorterat vulkanisk breccia	Väl sorterad vulkanisk breccia
		Lapilli				
		Tuff		Vulkanisk arenit	Vulkanisk gråvacka	Vulkanisk sandsten
		Tuff		Tuffit		
	64 mm					
	2 mm					
	0,06 mm					

i stället för "volcanic siltstone". Terminologin av övriga ingående bergartstyper följer Blyth (1940).

För att indelningen skall vara användbar är pyroklastisk definierad enligt Wentworth och Williams (1932) "... an adjective applied to rocks produced by explosive or aerial ejection of material from a volcanic vent".

Vulkanisk är använd enligt Fisher (1966) "... an adjective, which can apply as well to sediments derived from volcanic sources as to those produced directly by volcanic explosion".

Vulkanisk får en betydligt vidare betydelse än pyroklastisk.

GEOLOGISK ÖVERSIKT AV UNDERSÖKNINGSOMRÅDET

Undersökningsområdet är uppdelat i ett nordligt och ett sydligt område av en förkastning, som stryker i VNV-OSO-lig riktning.

Ytbergarterna norr om förkastningen består av basiska vulkaniter, vilka uppbygger en monoklinalt sammansatt vulkanitgrupp, vilken är benämnd Nömmenvulkanitgruppen. Bergarterna har en allmän NV-SO-lig strykning och finns i områdets centrala, västra samt nordvästra delar. Vulkaniterna är subalkalina och domineras av basiska och intermediära typer (Irvine och Baragar 1971).

Ytbergarterna söder om förkastningen består av sedimentära bergarter. Dessa har en allmän strykning i O-V. I stråket ingår glimmerkvartsit, kvartsglimmerfyllit, glimmerskiffer, konglomerat samt i underordnad mängd sura vulkaniter.

Två deformationsfaser (D_1 och D_2) har identifierats i ytbergarterna före intrusionen av djupbergarterna. Ytbergarternas regionala foliation utbildades under den andra veckfasen.

Djupbergarterna är intrusiva i ytbergarterna och i samband med intrusionen deformerades de senare (D_3). Djupbergarterna består av en differentierad serie varierande från gabbro-diorit-kvartsdiorit till granodiorit. Norr om förkastningen utgöres djupbergarterna i huvudsak av ljusa kvartsdioriter, medan området söder om förkastningen domineras av megakristförande granodioriter. Basiska djupbergarter ingår i underordnad mängd.

Rb/Sr-dateringar av de intermediära djupbergarterna har visat, att dessa har en ålder av 1839 ± 58 milj år (personligt meddelande från M.Sc. P. Taylor).

I granodioritens kontakt mot sedimenten är de senare migmatitiserade. Områdets fjärde deformation (D_4) var av kataklastisk natur och under denna period bildades förkastningen, som stryker i VNV-OSO.

Både jämnkorniga och porfyritiska diabaser är intrusiva i ovan nämnda bergarter. Tre generationer basiska gångbergarter har urskilts. En första generation står i nära samband med Nömmenvulkaniterna, medan en andra generation intruderat i djupbergarterna. Den tredje generationen består av yngre diabaser, vilka antages vara likåldriga med Almesåkraformationens diabaser.

NÖMMENVULKANITERNA

Vulkaniterna är indelade i tre formationer, nämligen i undre, mellersta och övre (fig 5). Dessa motsvarar i huvudsak den tidigare gjorda indelningen i enheterna A, B och C (Vidal och Röshoff 1971).

Kemiskt dominerar basiska, basaltiska till andesitiska vulkaniter. Intermediära bergarter ingår i väsentlig mängd, medan sura vulkaniter är underordnade. Mineralparageneserna antyder, att vulkaniterna befinns i grönskifferfacies.

Undre formationen

Formationen har en mäktighet av 500 - 600 meter och utbreder sig längs Nömmens östra strand. De undre och centrala delarna är sammansatta av vulkaniskt konglomerat och agglomerat, vilka har en övervägande intermediär sammansättning. Övre delarna av formationen består av basisk porfyrit, lava och pyroklastisk breccia. Omarbetat vulkaniskt material, tuffit och vulkanisk arenit förekommer i underordnad mängd.

Mellersta formationen

Formationen har en mäktighet av 600 - 700 meter. Den undre delen av formationen är sammansatt av basisk porfyrit och pyroklastisk breccia. Mandelstenslava utgör den dominerande bergarten och finns företrädesvis i formationens centrala delar. Övre delen består av pyroklastiska, basiska bergarter.

Övre formationen

De undre delarna av formationen domineras av pyroklastiska bergarter (tuff och lapillituff). Vulkanisk arenit, vulkanisk breccia och vulkaniskt konglomerat finns i betydande mängd. Basisk lava och lavabreccia ingår underordnat. I undre delen av formationen ingår ett tunt stråk av sur tuff. Formationens övre gräns är inte känd.



PETROGRAFISK BESKRIVNING AV NÖMMENVULKANITERNA

Undre formationen

Vulkaniskt konglomerat samt agglomerat är dominerande bergarter, medan tuffit, vulkanisk arenit och breccia samt basisk porfyr, lava och pyroklastisk breccia ingår i underordnad mängd. Formationen är i öster, nordost och norr i kontakt med en ljus kvartsdiorit, vilken breccierar och genomsätter ytbergarterna.

Det har varit mycket svårt att makroskopiskt särskilja vulkaniska konglomerat från agglomerat, och några gränser mellan dem finns inte markerade på kartan utom på den västra delen av Munkholmen (500 meter SV Munkholmen). Agglomerat har fått beteckna bergarter innehållande något rundade till kantiga fragment, vilka inte ligger alltför tätt och visar stora variationer i storlek. Ingående fragmenttyper skiljer sig inte från de, som finns i det vulkaniska konglomeratet (jmf Lundegårdh 1956, Gorbatshev 1969). Mikroskopiskt uppvisar agglomeraten en tuffartad textur, medan de vulkaniska konglomeraten har en tuffitartad textur.

Vulkaniskt konglomerat och agglomerat

Det vulkaniska konglomeratet har sin utbredning längs den östra stranden av Nömmen, framför allt i de undre och mellersta delarna av formationen. Välutbildat vulkaniskt konglomerat finns på Brännö samt vid Donnemilen ca 900 meter ONO Högo.

Fragmenten på Brännö är något rundade till välrundade. På öns norra del är de dock mera kantiga samt visar mindre storleksvariationer. Fördelningen av bollmaterialet på olika bergartstyper finns i tabell 2. Övervägande delen av bollarna består av intermediära till något sura, täta och strökornsförande vulkaniter. Fragmenten ligger vanligen oordnade. En heterogen foliation stryker i O - V, och lokalt ligger bollarna efter denna riktning. Bollarna ligger relativt tätt. Matrix är fin-kornigt med en grön-grå färg.

Mikroskopiskt visar de undersökta proven en övervägande tuffitartad textur, men i några fall har en tufftextur observerats.

Med en tuffitartad sammansättning får matrix en jämnkornig subklastisk textur. Fenoklaster av fältspat (0,3 mm) och granulär kvarts förekommer (foto nr 1). Fältspatfenoklasterna är starkt epidotiserade och

sericitiserade. Kristallformen är xenomorf. Anortithalten indikerar, att fältspaten är en albit-oligoklas. Kvartsen bildar mera avgränsade kristaller, än de man finner i ett pyroklastiskt matrix. Materialet mellan fenoklasterna består i huvudsak av kvarts, fältspat, biotit och epidot (0,04 - 0,07 mm). I underordnad mängd förekommer kalcit, uralit, titanit och leukoxen samt accessorisk apatit. Gulbrun biotit bildar vanligen små kloritiserade kristaller. Biotiten har ett starkt inhomogent uppträdande och är ofta ansamlad i aggregat. Kloriten är xenomorf, i huvudsak motsvarande pennin.

De stora mängderna av kvarts, biotit och klorit samt grundmassans i stort jämnkorniga, subklastiska uppträdande tyder på ett tuffitiskt ursprung.

Vid Donnemilen har bergarten ett liknande uppträdande som på Brännö. Bollmaterialet är relativt dåligt sorterat. Matrix är finkornigt med en mörkt gröngrå färg. Fragmentens begränsningar mot matrix kan vara diffusa. En heterogen foliation i N60V80S har till stor del orienterat bollarna efter denna riktning. Fördelning av bollmaterialet på olika bergarter finns i tabell 2.

En stark omarbetning av det vulkaniska materialet kan iakttagas på Harö. Bergarten på den västra stranden innehåller välrundade bollar liknande de på Brännö och Donnemilen (fig 6, foto nr 3). Matrix är finkornigt med en mörk- till mellangrå färg. Tunna bolfria bäddar finns inlagrade. I dessa kan sedimentstrukturer observeras. Korsskiktningar visar, att sekvensen är yngre mot väster. En kemisk analys av en bädd finns i tabell 8 (nr 25).

Dominerande bollmaterial består av välrundade bollar av intermediär vulkanisk sammansättning. Bollarna är mindre välsorterade och ligger ofta regellöst men kan lokalt ligga subparallellt med skiktningen. Mot södra delen av Harö finns kantig fragment.

Mikroskopiskt visar mellanmassan en starkt omkristalliserad inhomogen massa, innehållande fenoklaster av plagioklas (0,2 mm), kvarts (0,5 mm) samt bergartsfragment (foto nr 4). Av fenoklasterna dominerar plagioklasen (An_2 - An_{29}), som har ett fragmentartat uppträdande. Albittvillingar är enda tvillingtyp. Ett flertal kristaller har en kraftig malm-pigmentering längs spaltplanen 010. Kvartsen är granulerad och har oftast en något oregelbunden form. Bergartsfragmenten är vanligen porfyriska med en mikrokristallinisk grundmassa, innehållande en liten

Tabell 2

Fördelning av bollmaterialet (vol.-%) i det vulkaniska konglomeratet

Bergartstyp	Harö	Donnemilen	Munkholmen	Brännö
Täta ljusa vulkaniska bollar	85	80	85	80
Porfyritiska ljusa vulkaniska bollar	10	10	5	15
Grönstensbollar	5	10	10	5
	<u>100%</u>	<u>100%</u>	<u>100%</u>	<u>100%</u>

Antal räknade bollar är ca 100 på varje lokal.

Dominerande bollstorlekar	1-8 cm	1-10 cm	1-8 cm	1-10 cm
Maximal storlek av bollarna	25 cm	25 cm	15 cm	30 cm

Tabell 3

Modalanalyser av mandelstenslava från mellersta formationen (vol.-%)

Mineral	1	2	3	4	5	6
Plagioklas ¹⁾	21	40	46	23	26	17
Kvarts	3	0,5	0,5	0,5	2	3
Biotit	0,5	6	2	7	2	0,5
Klorit	17	10	15	13	41	30
Epidot-mineral	53	25	21	32	20	31
Amfibol	- ²⁾	2	-	2	-	10 ³⁾
Kalcit	2	2	+ ⁴⁾	-	+	3
Titanit + Leukoxen	3	14	10	17	9	7
Malmmineral	2	0,5	6	6	+	+

1) + omvandlingsprodukter (utom epidotmineral)

2) ej identifierat

3) kloritiserat

4) <0,5%

Analys 1 från Lilla Bergö (280 m SV Långö); analys 2 från Grytö (200 m O Hårdanäs); analys 3 från 1 km SV Stensjön; analys 4 från 1,3 km SV Stensjön; analys 5 från Ransholmarna; analys 6 från Höghall (200 m NO Högö).

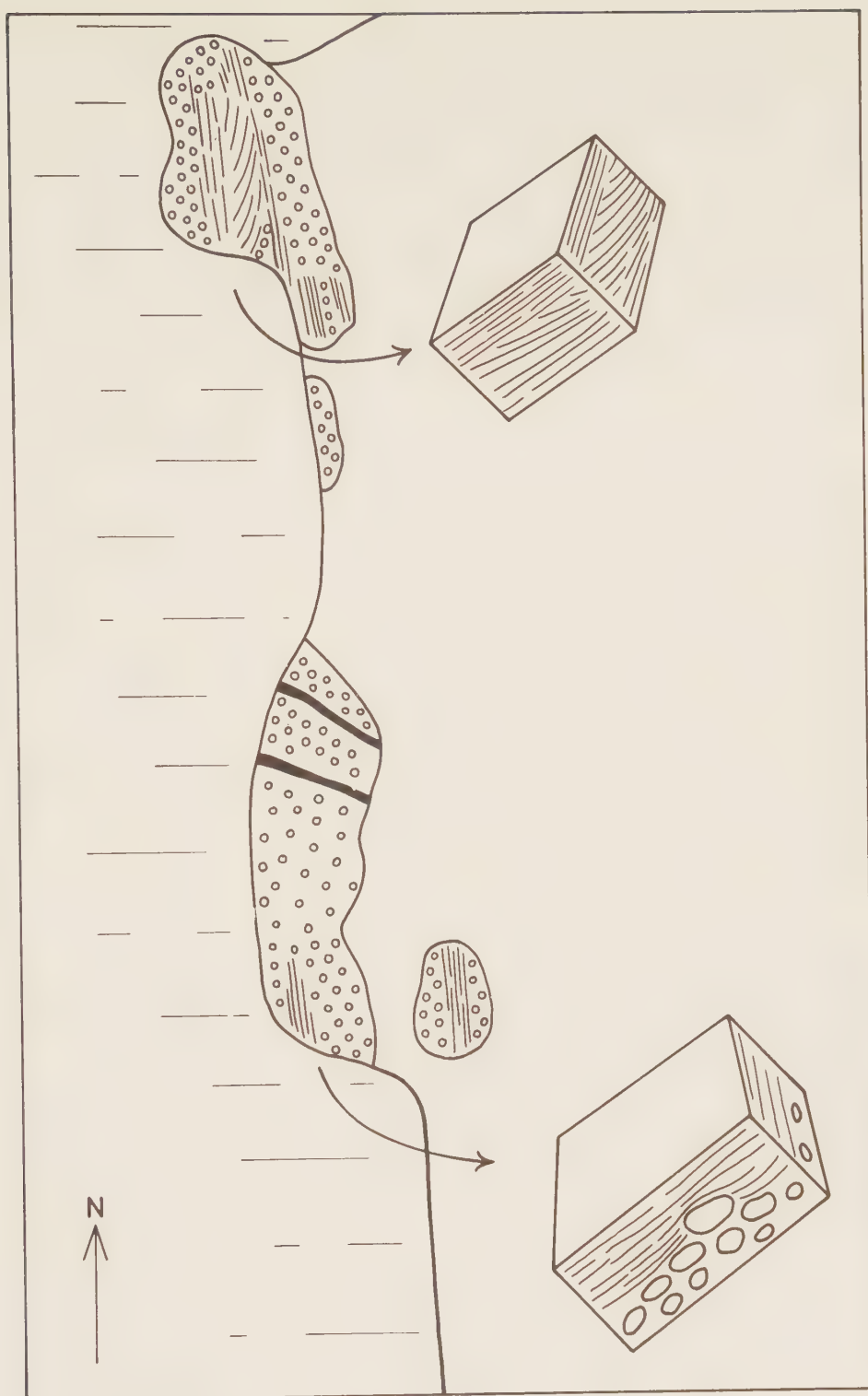


Fig. 6 Västra stranden av Harö Skala 1cm ~ 1m
(Blockdiagram med sedimentstrukturer)

-  Vulkaniskt konglomerat
-  Tuffitiska bolfria lager
-  Diabasgång
-  Kvartära avlagringar

mängd mörka mineral.

Grundmassan (0,01 - 0,05 mm) visar en svag foliering och består av följande huvudmineral: klorit, kvarts och plagioklas. Biotit och muskovit förekommer som väsentliga mineral, medan epidotmineral är underordnade. Apatit, kalцит, zirkon och malmmineral är accessoriska.

Kloriten utgöres i huvudsak av pennin. Kvartsen liksom plagioklasen, har ett granulärt uppträdande. Biotiten förekommer dels som en brun typ (X svagt brungul, Y=Z brun till grönbrun) dels som en grön typ (X svagt gulgrön, Y=Z olivgrön). Muskoviten finns ofta ansamlad till aggregat (vittringsrester?), men förekommer även mera spridd.

På vittrad yta kan en viss skiktning iakttagas mellan band av mera tuffitisk karaktär och band, i vilka vulkaniskt material syns överväga. En ökning av mängden vulkaniskt material markeras genom en tuffartad textur samt en ökad mängd plagioklas, uralit och malm. Genom nedbrytning av plagioklasen i dessa band har en stor mängd zoisit, klinozoisit och epidot bildats. Biotiten har även i dessa lager ett relativt inhomogent uppträdande och är ofta ansamlad i aggregat. Fältspaten och kvartsen förekommer med relativt välavgränsade kristaller. Uraliten har blivit omvandlad till kloritmineral och förekommer därför i underordnad mängd.

Partier i det vulkaniska konglomeratet, med en övervägande pyroklastisk sammansättning, har en blastoporfyrisk textur med strömkorn av plagioklas (0,3 mm) samt ett fåtal mikroklinkkristaller. Plagioklasen är starkt korroderad och sericitiserad. Grundmassan är inhomogen (0,04 - 0,07 mm), bestående av xenomorf plagioklas, anhopningar av granulär kvarts samt en relativt hög halt av mörka mineral. De senare består av uralit, biotit och klorit. Accessoriskt förekommer titanit, leukoxen, kalцит och apatit.

Uraliten är subhedral lokalt anhedral, med något trådiga kristaller. Mineralen är delvis omvandlat till klorit (uralit: X svagt gul, Y olivgrön; $2V_X$ 65-72°, c/z 12-18°).

Biotiten kan vara omvandlingsprodukt efter uralit (X svagt ljusgrön, Y=Z svagt olivgrön).

Epidotmineralen förekommer dels som små isolerade kristaller dels som större aggregat. De flesta epidotkristallerna saknar pleokroism, och består vanligen av zoisit och klinozoisit, medan svagt gulfärgad epidot är svagt pleokroitisk. Den gulfärgade epidoten bildar vanligen



Foto nr 1 Matrix av vulkaniskt konglomerat. Etsat prov.
Plagioklas och epidot mörkt färgade, medan
kvarts är vit. Brännö. 1 nic. 20x.

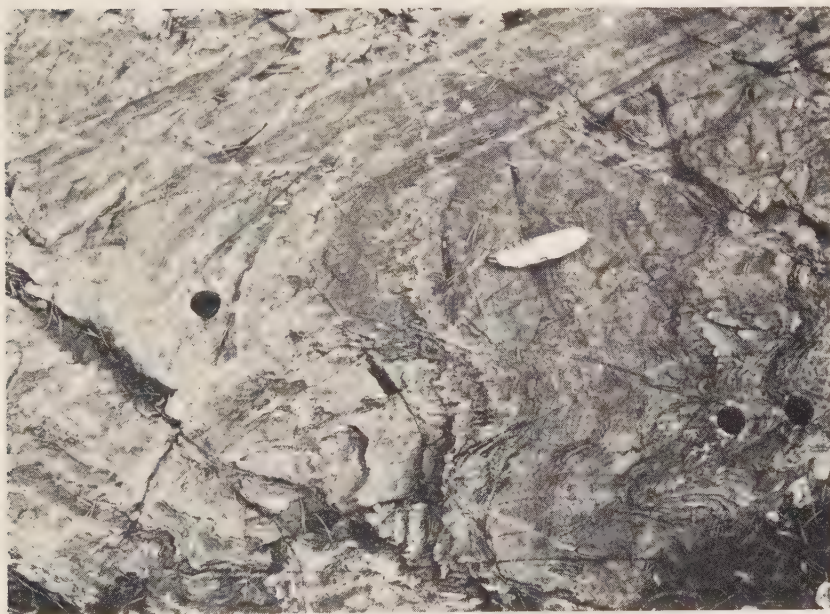


Foto nr 2 Veckad tuffit. Vecket av f_1 -typ med utbildad
axialplanfoliation (S_1). Aspö. Kniven är 8 cm
lång.



Foto nr 3 Vulkaniskt konglomerat med mellanlagrat finkor-
nigt lager. Harö.

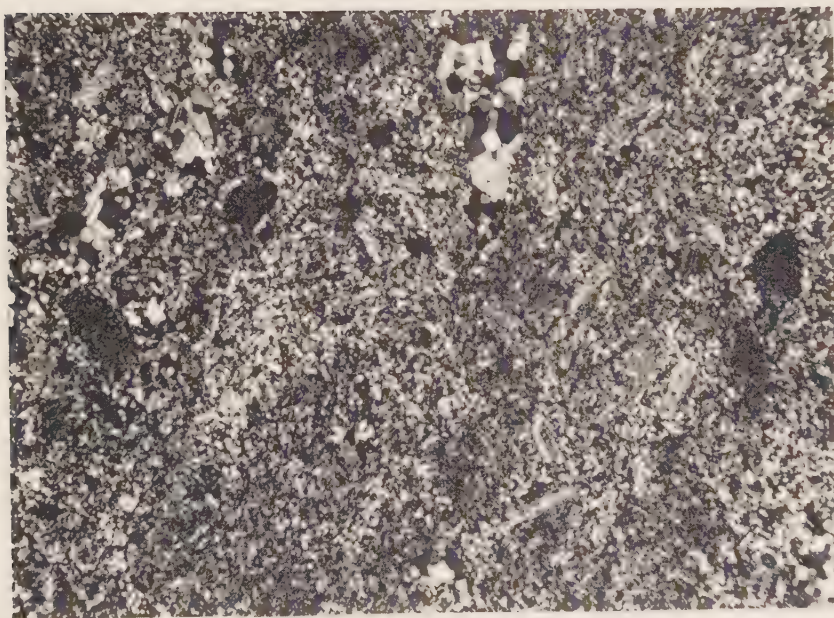


Foto nr 4 Matrix av vulkaniskt konglomerat. Fenoklaster
av plagioklas och granulerade kvartskristal-
ler samt bergartsfragment ligger i en kvarts-
glimmerrik grundmassa. Harö. Kors. nic. 50x.

de större epidotkristallerna eller aggregaten i anslutning till amfibolen.

Agglomerat har framför allt observerats inom stråkets norra delar. Ett mindre stråk av agglomerat till lapillituff sträcker sig i NNW-SSO, 550 meter SV Munkholmen. Rikligt med kantiga till något kantiga fragment förekommer. Några är dock runda. Fragmenten är vanligen under 5 cm, men variationen i storlek är betydande. Många fragment i grundmassan syns vara assimilerade. Fragmenten består av mörkgrå, grå, bruna, brunröda till rödaktiga täta vulkaniska bergarter. Tunna reaktionszoner förekommer ibland runt de mörkare fragmenten.

Inlagringar av tuff till lapillituff återfinns 550 meter VSV Munkholmen.

I slip uppvisar matrix av agglomerat- till lapillituff bergarten en kaotisk blandning av olika fragment. Dessa består dels av plagioklaskristaller (0,04 mm) och granulerade kvartskristaller dels av bergartsfragment. Bergarten är starkt omvandlad, varför gränserna mellan fragment och matrix är diffusa. Plagioklaskristallerna är starkt korroderade, epidotiserade, brunpigmenterade och sericitiserade. Bergartsfragmenten är även starkt omvandlade med diffusa rester efter fältspatlistar.

Mellan fragmenten är massan mikrokristallinisk (0,01 - 0,04 mm), i huvudsak bestående av omvandlad fältspat, amfibol samt kvarts. Amfibolen utgöres av uralit, vilken delvis är omvandlad till kloritmineral (caZ 18-20°).

Zoisit och klnozoisit bildar starkt korniga aggregat. Även titanit och leukoxen uppträder i aggregat. Accessoriskt förekommer apatit. Den tuffartade gröngrå bergarten 550 meter VSV Munkholmen uppvisar i slip en inhomogen blastoporfyritisk textur. Spridda bergartsfragment ligger i bergarten. Strökorn av plagioklas (0,5 mm) och pertit samt ett fåtal större kvartskristaller förekommer. Fältspatströkornen är starkt nedbrutna. Bergartsfragmenten ligger glest och torde motsvara intermediära vulkaniter. De uppvisar en knappt iakttagbar porfyritisk textur.

Matrix består av en relativt jämnkornig mikrokristallinisk massa av uralit, uralitiskt hornblände och en starkt nedbruten massa av fältspat samt kvarts. I väsentlig mängd förekommer biotit, epidot och klorit.

Titanit och leukoxen är underordnade mineral, medan apatit är accessoriskt.

Amfibolen är pleokroistisk i X svagt gul, Y svagt olivgrön, Z grön ($2V_X 64-69^\circ$, $c\wedge Z 15-20^\circ$). Mineralet är delvis omvandlat till biotit och klorit. Biotiten är anhedral med X blekt brun, Y=Z ljusbrun.

Bergarten 150 - 200 meter V Munkholmen visar likheter med bergarten på Brännö. Dock synes området ha övervägande pyroklastisk karaktär, men mikroskopiskt har även tuffitartade texturer observerats.

Mikroskopisk beskrivning av ett antal fragment från det vulkaniska konglomeratet

Fem av fragmenten kommer från Brännö. Det näst sista fragmentet är från det vulkaniska konglomeratet 550 meter SSV Stensjön.

Porfyritiskt, ljust gröngrått fragment

Fragmentet är strökornsrikt och uppvisar en blastoporfyritisk textur. Mängden strökorn utgör ca 70%. Plagioklasströkornen (1 mm; An 32), har en idiomorf form. Zonering kan förekomma. Tvillingar efter albit-, Karlsbad- och periklinlagarna är vanliga. Plagioklasen är epidotiserad. Granulära ansamlingar av kvarts, ibland med skarpa begränsningar, förekommer i mindre mängd. Dessa kan vara pseudomorfoser efter kvartsströkorn. Pseudomorfoser efter järnmagnesiamineral (hornblände?) bildar aggregat av biotit, epidot, titanit och leukoxen.

Den mikrokristalliniska (0,04 - 0,07 mm) grundmassan består av xenomorf fältspat och kvarts samt i underordnad mängd biotit, klorit och epidotmineral. Biotiten är subhedral med en stark pleokroism (X brunt blekgul, Y=Z grönbrun). Mineralet är delvis kloritiserat. Något gulaktig epidot uppträder ofta i anslutning till biotit och klorit. Accessoriskt finns apatit och malmmineral.

Porfyritiskt, ljust brungrått fragment

Texturen är blastoporfyritisk med strökorn av plagioklas (1,2 mm, An 28), granulerad kvarts (0,6 mm) samt strödda uralitiska hornbländekrystaller. Matrix är mikrokristalliniskt (0,03 - 0,06 mm). Plagioklasen är starkt omvandlad till epidot, sericit och kalcit. Kristallformen är euhedral med vanligen jämnstora kristaller.

Amfibolen uppvisar subhedrala till euhedrala kristaller, ibland med tvillingar. Pleokroismen är svag (X blekgul, Y svagt olivgrön, Z ljus grön; $c \wedge Z$ $13-16^\circ$). Omvandlingar har skett till klorit, gul epidot och kvarts. Matrix är starkt epidotiserad, och består i huvudsak av xenomorf fältspat och kvarts.

Tätt, ljus gröngrått fragment

Texturen är mikroporfyritisk. Plagioklasen (0,3 mm; An 32) är starkt nedbruten genom epidotisering och sericitisering. Kristallformen är euhedral med korroderade yttre kanter. Granulär kvarts bildar större aggregat. Mellan plagioklasen finns xenomorf kvarts och fältspat. I underordnad mängd förekommer olivgrön biotit, klorit, epidot, titanit och leukoxen samt apatit, kalcit och uralit som accessorier.

Tätt, ljus olivgrönt fragment med inhomogen, svagt grönfärgade partier

I de bäst bevarade delarna består fragmentet av plagioklas, som kan ha en mer eller mindre parallell ordning. Plagioklasen (0,3 mm; An 32) är delvis listformad men även jämnstor. Mineralet är epidotiserat. Tvillingar efter albit- och Karlsbadlagarna förekommer. Granulerade aggregat av kvarts tolkas som strökorn.

Xenomorf, ibland granulär, kvarts och fältspat (0,04 - 0,07 mm) bildar matrix mellan plagioklaskristallerna. Procenten mörka mineral är låg och utgöres av klorit och uralit ($2V_X$ $65-72^\circ$; $c \wedge Z$ $12-18^\circ$).

Fragmentets grönfärgade del är starkt omvandlat och består av epidot och kvarts med en xenoblastisk textur. Epidoten är svagt gröngul. Epidotbildningen i fragmentet uppfattas vara äldre än bildningen av konglomeratet, då endast fragmentet är omvandlat och ej konglomeratets grundmassa.

Finkornigt, gulgrått till ljus gröngrått fragment med kvartsströkorn

Bollen är starkt inhomogen. Kvartsen uppträder i rundade, ovala eller oregelbundna former. Stora strökorn av fältspat finns, men är svåra att urskilja på grund av en stark sericitisering och brunpigmentering. En inneslutning av ett felsitiskt fragment finns i bollen. Detta har en mikrokristallinisk xenoblastisk textur och är sammansatt av kvarts och

fältspat med ett fåtal biotitkristaller.

Halten mörka mineral i bollen är liten. De består av kortprismatiska uralitkristaller, biotit och klorit. Små aggregat förekommer av zoisit och klinozoisit samt av leukoxen och titanit. Den starka inhomogeniteten av bollen tyder på att den är av tuffursprung.

Finkornigt, mörkgrått, tuffitiskt fragment

Fragmentet visar en tuffitisk textur med lepidoblastisk amfibol. En tydlig bandning finns. Det ena bandet består av granulär fältspat, biotit, uralit, uralitiskt hornblände samt kvart. Det andra bandet innehåller granulär fältspat, uralit och uralitiskt hornblände. Fältspaten består uteslutande av plagioklas, vilken är epidotiserad. Amfibolen uppträder huvudsakligen som uralitiskt hornblände, delvis som uralit. Kristallformen är subhedral (X svagt gul, Y svagt brungrön, Z svagt grön; $2V_X$ ca 75°). Biotit förekommer i mindre mängd med små, subhedrala, olivgröna kristaller. Accessoriskt finns apatit och kalцит.

Tuffit, vulkanisk arenit och vulkanisk breccia

På östra sidan av Aspö finns en bandad sekvens, vilken består av tuffitiskt material. Bandningen stryker i N25V och stupar 60V. Banden består av afanitiska, grågröna, tunna lager, växellagrande med täta, ljusa lager. Bergarten visar stora likheter med den bandade tuffiten på Getö, vilken återfinns i den övre formationen. Tuffiten har en synlig mäktighet av 1,5 meter. Mot öster försvinner den under vattenytan. Över tuffiten följer en breccia med en mäktighet av 70 cm. I denna finns kantiga, kaotiskt blandade, intermediära och basiska vulkaniska fragment. Bandade fragment, liknande den bandade tuffiten, ingår sparsamt. Matrix mellan fragmenten utgöres av en tät gröngrå grönstensmassa.

Över breccian följer ett veckat parti, bestående av grågröna till mörkt gröngrå, täta, tunna band. Lamineringen är inte så väl iakttagbar som i den undre tuffiten (foto nr 2). Mikroskopiska undersökningar har gjorts av den övre delen av sekvensen.

Texturen är tuffitisk, bestående av biotit, klorit (efter uralit), kvarts samt aggregat av epidotmineral. De senare troligen pseudomorfoser efter plagioklas. Accessoriskt förekommer titanit, apatit

och malm. Biotiten är brunt olivgrön (X halmgul, Y=Z brunt olivgrön). Övervägande delen av ursprungsmaterialet torde härstamma från basiska vulkaniska bergarter. En kemisk analys av den övre tuffiten finns i tabell 8 (nr 26).

Vid lokalen, 280 meter NNV Munkholmen, finns en ljusgrå, jämn- och finkornig vulkanisk arenit. Den är starkt tektoniserad med en foliation i N75080S. I slip uppvisar bergarten en lepidoblastisk textur. Övervägande delen av bergarten består av granulär fältspat med en underordnad mängd kvarts, i ett matrix bestående i huvudsak av klorit och titanit. Underordnat förekommer epidot, kalcit, biotit, muskovit, malm och accessorisk apatit. Kloriten är till stor del omvandlad från biotiten. Vid denna omvandling har titanit bildats, vilken ligger längs kloritens spaltplan och följer den allmänna foliationen. Biotiten är brunaktig (X svagt gulbrun, Y=Z brun). Porfyroblaster av biotit har vuxit över foliationen. I denna biotit är X färglös till svagt gul, Y=Z brun. Porfyroblasternas tillväxt kan antagligen sättas i samband med intrusionen av kvartsdioriten.

Västra stranden av Lommö (700 meter N Harö) uppbyggs av finklastiska bäddar mellanlagrande ett vulkaniskt konglomerat. Bäddarna är ljusgrå, och en svag laminering kan iakttagas. Bergarten har inte undersökts i mikroskop. Den östra delen av Lommö består av en fragmentbergart med mörkare matrix, som lokalt innehåller rikligt med aggregat av amfibol, vilken troligen är sent bildad.

En vulkanisk breccia anstår på Enholmarna. De östra och centrala delarna av ön är sammansatta av täta, vanligen massformiga grönstenar, som lokalt är fragmentförande (fig 7). Fragmenten är oregelbundna med en mörkt grå till ljusgrå färg. Mandellika strukturer har observerats i de mera massformiga partierna.

Mot väster ökar mängden fragment snabbt. Någon skarp gräns mellan de centrala och östra ej så fragmentrika delarna, och den starkt fragmentförande västra delen har inte kunnat iakttagas.

I de västra delarna ligger fragmenten intill varandra och får avnötta, rundade former påminnande om ett vulkaniskt konglomerat. Fragmenten är av övervägande basisk sammansättning. En stratifierad 40 - 50 cm mäktig bädd är inlagrad. Den uppbyggs av lapillistora, tätt liggande, kantiga men även rundade vulkaniska fragment. Både ljusa och mörka fragment förekommer. Liknande lager återfinns på andra ställen på ön,

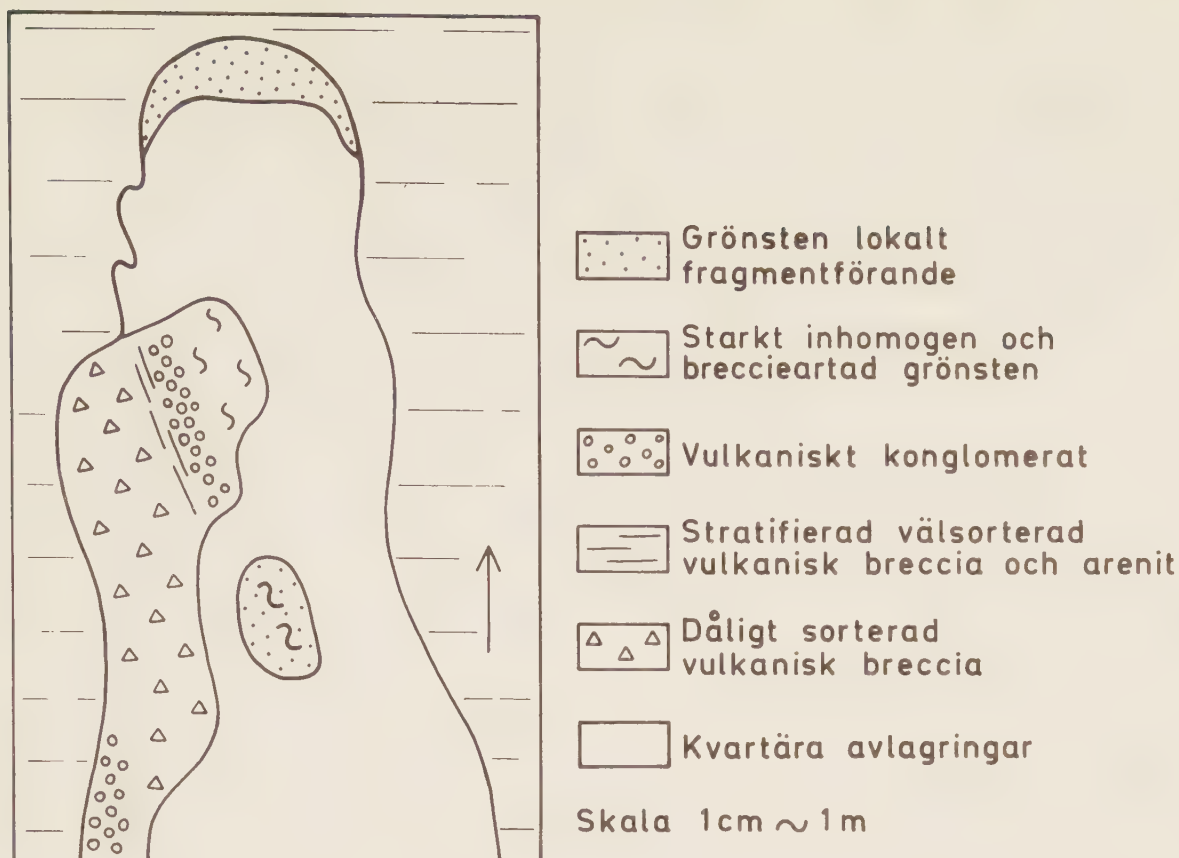


Fig.7 Norra delen av Enholmarna

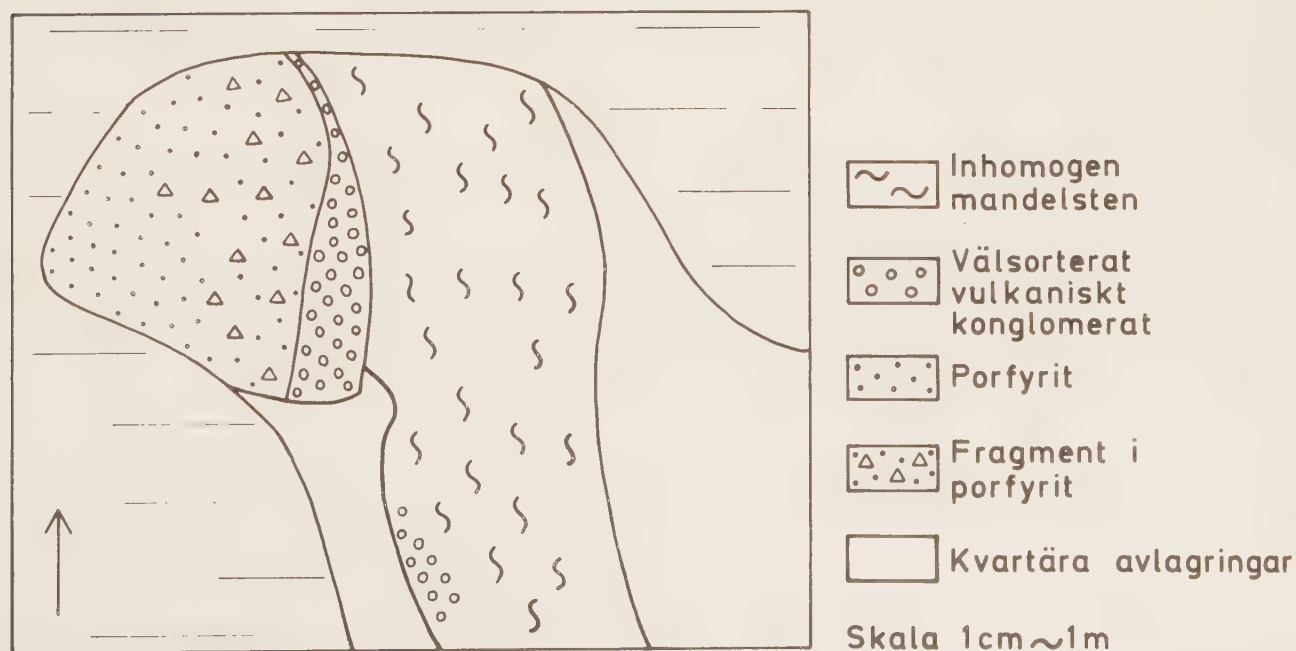


Fig.8 Nordvästra udden av Stora Ängö

men syns ha en ganska lokal utbildning. Den västra stranden består av en cirka 3 meter mäktig bank, innehållande kantiga, intermediära till något sura vulkaniska fragment. Dessa visar betydande storleksvariationer inom små partier. Fragmenten ligger vanligen inte tätt. Lokalt, framför allt mot södra delen av ön, återfinns mera rundade fragment och bergarten får likheter med ett vulkaniskt konglomerat. Den stratifierade, 40 - 50 cm breda bädden, består av tätt liggande fragment i en mikrokristallinisk mörkt gröngrå massa (foto nr 12b). Fragmenten är vanligen något kantiga, men även andra former finns. Fragmenten består av ett flertal typer. Vanligt förekommande är kryptokristalliniska starkt malmpigmenterade bergarter. Dessa återfinns som oregelbundna inneslutningar öster om den stratifierade hällen. Även starkt sericitiserade fragment finns. Fragmenten kan ligga så tätt att endast ett tunt biotitlager skiljer dem åt. Matrix är tuffitartad och består av biotit och kvarts. Det förra mineralet dominerar. Biotiten är starkt pleokroitisk (X blekgul, Y=Z mossgrön till brunt olivgrön). Kristallformen är subhedral till anhedral. Kvartsen har oftast ett mer eller mindre granulärt uppträdande. Mellanmassan i den vulkaniska breccian på den västra delen av ön har även den en tuffitartad textur. Matrix består till övervägande del av biotit, kvarts, klorit samt en mindre mängd epidot. Biotiten är olivgrön och bildar vanligen subhedrala kristaller, vilka delvis har omvandlats till kloritmineral. Kvartsen har ett relativt ojämnkornigt uppträdande och bildar ofta granulära aggregat. Dessa kan vara skarpt avgränsade, men kan även visa successiva övergångar mot matrix.

Basisk porfyrit, lava och pyroklastisk breccia

I formationen ingår i underordnad mängd basiska porfyriter, lavar och breccior. Bergarterna ligger i formationens övre delar och kan följas från Stora Ängö i söder (300 meter NO Aspö), över Ormö, Lilla Runö (400 meter SO Enholmarna) samt den västligaste delen av Munkholmen.

Porfyritiska typer anstår på de nordvästliga och västliga delarna av Stora Ängö (550 meter resp 400 meter NNO resp NO Aspö) samt 80 meter S Enholmarna. Porfyriterna är i nära anslutning till mandelförande grönstenar, vilket kan tyda på att porfyriterna ursprungligen

varit lavar.

Porfyriten på Stora Ängö (400 meter NO Aspö) är en mörk, svartgrå bergart med strökor av plagioklas (fig 8). Bergarten överlagrar en mandelsten. Mellan de båda bergarterna finns ett ca 1 meter mäktigt lager, bestående av välrundade, basiska och intermediära vulkaniska bollar. Eftersom mängden matrix är liten kan bergarten betecknas som ett väl sorterat vulkaniskt konglomerat. Rundade vulkaniska bergartsfragment är även inneslutna i övre delen av mandelstenen. Porfyriten innehåller i sin undre del oregelbundna, hornbländeförande fragment. Närmast konglomeratet är fragmenten och porfyriten kaotiskt blandade, så det är svårt att avgöra vilken som är matrix. Mot väster minskar mängden fragment och porfyriten bildar en sammanhängande massa.

En pyroklastisk breccia anstår på den västligaste delen av Munkholmen (840 meter VSV Munkholmen). Fragmenten utgöres i huvudsak av täta intermediära strökornsrika vulkaniter med starkt oregelbundna former. Matrix består av grönstensmaterial.

Mellersta formationen

Formationen domineras av mandelstenslava, som företrädesvis finns i formationens centrala delar. De undre delarna uppbygges av porfyrit samt pyroklastisk breccia, medan övre delarna innehåller lapillituff. Olika typer av breccior ingår.

Kemiskt domineras formationens bergarter av basaltiska till andesitiska typer, medan dacitiska bergarter förekommer underordnat.

Porfyrit

Formationens undre del utgöres av porfyritiska bergarter med inlagringar av pyroklastiska breccior. Lokalt förekommer strökornsfria massformiga grönstenar. Stråket kan följas från Stora Björkö i söder över Stora Lerö, småöarna söder och norr om Stora Lerö samt i ett mera sammanhängande stråk sydväst Stensjön.

Sydväst Stensjön uppbyggs berggrunden av hornbländeporfyrit med mindre partier av plagioklasporfyrit. Den övre delen av porfyritstråket domineras av den senare.

Hornbländeporfyriten SV Stensjön är en mörkt gröngrå, finkornig bergart. Lokalt finns rikligt med aggregat av sent bildad amfibol

samt ansamlingar av kalifältspatrika sliror. I slip uppvisar bergarten en blastoporfyrisk textur (foto nr 5). Strökorn av uralit är relativt ojämnt fördelade i matrix. Storleken av amfibolen är varierande (medeltal 0,4 mm; $2V_X$ 65-73°). Kristallerna är subhedrala till anhedrala med något fibrigt utseende. Färgen är vanligen grön, men mineralet får ibland ett fläckigt utseende med kraftigare grönfärgade partier. I anslutning till amfibolen finns guldfärgad epidot, titanit, leukoxen, kalcit och klorit.

Ett fåtal epidotiserade plagioklasströkorn har observerats (0,5 mm). Matrix (0,1 mm) består av en starkt omkristalliserad mikrokristallinisk massa av fältspat, uralit, epidotmineral och klorit. I underordnad mängd finns kvarts, titanit och leukoxen, medan apatit och mikroklin är accessoriska.

Uraliten i grundmassan är kloritiserad. Epidoten bildar dels små isolerade granulära kristaller dels aggregat tillsammans med titanit och leukoxen. Vanligen är epidoten ofärgad. Kvarts, klinozoisit och uralit uppträder som sprickfyllnader.

Plagioklasporfyriten i övre delen av porfyritstråket innehåller rikligt med plagioklasströkorn, med en maximal längd av 6 mm, i ett finkornigt grönt matrix. Variationen i strökornens storlek är betydande.

Strökornen är starkt nedbrutna och endast rester av diffusa tvillingar finns. Kristallerna består av korniga aggregat av sericit-muskovit samt zoisit och klinozoisit. Uralit- och uralitiska hornbländeströkorn förekommer i underordnad mängd. Mellanmassan är starkt omkristalliserad. Huvudmineral är klorit, korroderad plagioklas, epidot och kvarts. I underordnad mängd finns uralit, kalcit, titanit och leukoxen, medan apatit är accessoriskt.

De centrala och sydvästra delarna av Stora Lerö består av en porfyrit, som har ett betydligt ljusare matrix än övriga porfyriter i formationen. Färgen är gröngrå med strökorn huvudsakligen av plagioklas, men amfibolströkorn ingår lokalt. Kemiskt är bergarten intermediär, men blir mera basisk och mörkare i färgen mot breccian i nordost. På öns västra strand (70 meter NV Stora Lerö) finns ett flertal fragment, vilka har en något avvikande sammansättning i förhållande till huvudbergarten. Deras färger är ljusare och går ofta mot rödbrunt. Fragmenten är vanligen porfyritiska med en varierande form från kantiga till runda. De är starkt assimilerade av huvudbergarten.

I tunnslip visar porfyriten från Stora Lerö en blastoporfyrisk textur. Plagioklasströkornen är subhedrala till euhedrala. Mineralet (1 mm; An 32) är starkt epidotiserat, sericitiserat och pigmenterat. Tvillingar av albit- och periklinityp förekommer. Kristallernas begränsningar är vanligen oregelbundna.

Amfibolströkornen består av uralit och uralitiskt hornblände ($2V_X$ $68-73^\circ$; $c\wedge Z$ $10-16^\circ$). De visar likheter med amfibolen i porfyriten sydväst Stensjön. Formen av kristallerna är subhedral och något trådig. Kristallerna uppträder dels isolerat dels i aggregat. Pleokroismen är svag. Många har en poikilitisk textur.

Matrix är ojämnkornigt (ca 0,05 mm) och är i huvudsak sammansatt av plagioklas, mikroklin och kvarts. I underordnad mängd finns uralit, klorit, epidot, titanit och leukoxen, medan apatit och kalcit är accessoriska.

På Stora Björkö förekommer rikligt med porfyritiska bergarter. Plagioklasporfyrit dominerar, men även hornbländeporfyrit och massformiga grönstenar förekommer. Starkt inhomogena, breccieartade partier finns mellanlagrande. De västra delarna av ön består av massformig grönsten med inlagringar av tunna bäddar av breccia.

I porfyritstråket ingår större eller mindre partier av pyroklastisk breccia. Ett större sammanhängande område finns på de norra delarna av Stora Lerö samt i området norr och öster därom. Ett mindre parti anstår 550 meter SV Stensjön. Mindre spridda fragmentartade anhopningar uppträder i porfyriten SV Stensjön.

Den pyroklastiska breccian vid Stora Lerö består av tätt liggande, kantiga till något kantiga fragment av täta vulkaniska bergarter (foto nr 12a). Vanligen har fragmenten surare sammansättning än grundmassan, men även basiska fragment ingår. Underordnat finns porfyritiska bergarter. Grundmassan är finkornig, gröngrå till mörkt gröngrå. Fragmentens storlek varierar. På öarna norr om Stora Lerö dominerar lapillistora fragment, medan de är något större på Stora Lerö.

Under mikroskopet visar matrix av den pyroklastiska breccian, från ön 380 meter NNV Stora Lerö, en "filtig" massa bestående av uralit ($0,2$ mm; $2V_X$ $71-73^\circ$). I underordnad mängd finns epidot, kalcit, titanit och leukoxen. Uraliten är subhedral och fibrig. Pleokroismen

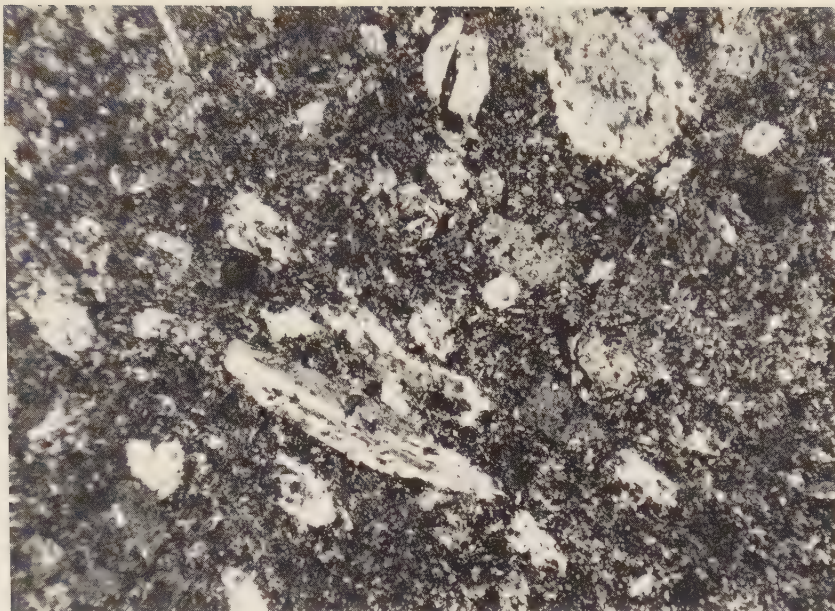


Foto nr 5 Hornbländeporfyr. Strökorn av uralit i en omkristalliserad grundmassa. 700 m SSV Stensjön. Kors. nic. 23x.

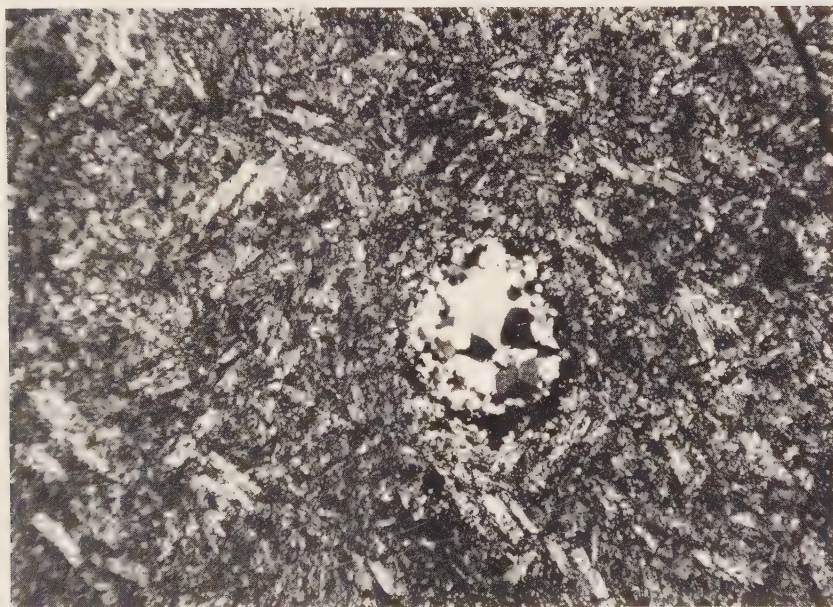


Foto nr 6 Kvartsfylld mandel i mandelsten. Stora Bergö, 400 m S Långö. Kors. nic. 23x.

är svag. Aggregat av zoisit och klinozoisit utgör troligen pseudomorfoser efter plagioklas.

De större fragmenten visar skarpa begränsningar mot matrix, medan de mindre har mera diffusa. Fragmenten är starkt omvandlade genom epidotisering. Rester av plagioklasströkorn kan observeras. Pseudomorfoser efter strökorn av järnmagnesiummineral (pyroxen) består av uralit. Fragmentens grundmassa är sammansatt av uralit, titanit, leukoxen samt epidotiserad och sericitiserad plagioklas.

Uraliten i breccian syns ha bildats sent. Tunna sprickor genom fragmenten är fyllda med uralit, som utan avbrott övergår i grundmassan. Fragmenten är ofta övervuxna av uralit i sina yttre begränsningar.

Ett vulkaniskt konglomerat har en lokal utbredning 550 meter SSV Stensjön. Strax sydost konglomeratet finns ett agglomerat innehållande avrundade till något kantiga, vulkaniska fragment. Dessa fragment är likartade de, som återfinns i det vulkaniska konglomeratet. Ett av dessa fragment är beskrivet på sidan 26.

En mindre inlagring av sur tuff finns i en vägskärning ca 550 meter SSV Stensjön, strax intill det vulkaniska konglomeratet. Tuffen är starkt inhomogen med fragmentartade partier i en omkristalliserad mikrokristallinisk massa bestående av kvarts och fältspat. Hälften av grundmassan består av kalifältspat.

Mandelstenslava

Stråket av mandelsten kan följas från Högå i söder fram till hållarna 600 meter V Långö. Nordväst Långö följer ett område, som saknar hållar. I vägskärningarna SV Stensjön samt i ett fåtal hållar V vägen mot Sävsjö kan mandlar observeras i grönstenen.

Olika slags breccior är lokalt utbildade i mandelstenslavan, bl a på Stora Runö (400 meter S Enholmarna), Aspö, Lilla Ängö (400 meter SSO Aspö), Högå, öarna V Högå, Ransholmarna, Oxholmarna (360 meter NNV Ransholmarna), öarna 400 meter NO Getö, Stora Bergö (320 meter S Långö) samt i vägskärningen 1,3 km SV Stensjön.

Mandelstenen är vanligen finkornig, ibland tät med en något varierande färgsammansättning från mörkt gröngrå - mörkt grå till ljusare gröngrå. Mängden mandlar varierar från ett fåtal till maximalt 30%. Av dessa dominerar bergarter med den förra mängden. Formen av mandlarna

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

är oftast rund eller oval, men starkt oregelbundna former finns (foto nr 6).

Massformiga grönstenar med större utbredning finns bl a på norra delen av Bergö (250 meter S Långö), Stora Hästö samt Norra Hästö (510 meter NV Stora Hästö). Porfyritisk utbildning har grönstenen på Högo, Lilla Getö (550 meter ONO Getö), delar av Stora och Norra Hästöarna, 1,3 km SSV och 1 km SV Stensjön). Kraftigt epidotiserade områden finns på nordvästra delen av Högo, sydöstra delen av Svalö (360 meter VSV Enholmarna), lokalt efter Svalö västra strand, lokalt efter västra stranden av Stora Bergö, västra och sydvästra delarna av Lilla Bergö (410 meter SV Långö).

Epidotiseringen har inte varit så genomgripande att grönstenarna övergått i epidosit (jmf Reed och Morgan 1971). Färgen blir dock mera ljus grön än vad som är normalt för bergarten.

På Högo finns välutbildade extrusiva bergarter innehållande mandlar och strökorn. Mandelförande typer finns på öns södra och sydvästra delar. Kvarts och kalcit uppträder som mandelfyllnader. Mandlarna förekommer med varierande frekvens dock vanligen glest. Storleken överstiger normalt inte 1 cm. Nästan undantagslöst förekommer strökorn av plagioklas, medan hornbländeströkorn uppträder mera lokalt. Strökornen varierar kraftigt både i halt och storlek.

Lokalt har plagioklasen en "seriate" textur.

Matrix är finkornigt med en gröngrå till mörkt gröngrå färg.

Välutbildad mandelsten förekommer även längs stranden av Stora Runö, den västra och södra stranden av Svalö, Grytö (250 meter O Hårdanäs), den västra stranden av Stora Bergö och Lilla Bergö.

På Stora Runö (640 meter S Enholmarna) förekommer rikligt med mandlar. De når en storlek av 1,5 cm. Mandlarna är här fyllda med kvarts och amfibol och vanligen omgivna av en epidotbård. Längs den södra stranden på Svalö (400 meter VSV Enholmarna) når de större mandlarna en storlek av 2,5 cm.

Enligt Rittman (1952) motsvarar mandelstenarna basalt till andesit (tabell 8). Mineralogiskt uppbyggs bergarterna av sur plagioklas (albit till oligoklas), klorit, epidot, biotit, amfibol, kalcit, kvarts och malmineral och motsvarar de mineralparageneser, som förekommer i spiliter (Vallance 1960). Modalanalyser finns i tabell 3.

Texturen mellan mandlarna är blastodoleritisk till blastoofitisk.

Matrix (0,3 - 0,6 mm) är starkt omvandlat.

Plagioklasen är vanligen kraftigt korroderad och epidotiserad. I de starkast omvandlade partierna finns endast små rester kvar efter den listformade plagioklasen. Albittvillingar är den vanliga tvillingtypen. En viss trakytoidal ordning av kristallerna kan förekomma. Anortithalten varierar mellan An 2 - An 23 dock vanligen mellan An 2 - 5. Amfibolen förekommer vanligen endast i ett fåtal procent och utgöres av uralit och hornblände. Amfibolen är delvis sent bildad och uppträder rikligt i mandlar och i sprickfyllnader. Kristallerna är vanligen subhedrala och fibriga. Pleokroismen i hornbländet är markerat (X brungrön till olivgrön, Y blekt gul, Z grön till svagt blågrön; $c\lambda 15^\circ$; $2V_X 68-76^\circ$). Uraliten har något blekare färg och svagare pleokroism. Omvandling till klorit är vanlig.

I mandlarna är amfibolen i allmänhet grövre med jämnstora kristaller ibland med en poikilitisk textur inneslutande kvarts.

Olivgrön biotit förekommer i ganska små mängder. Den bildar subhedrala små isolerade "tavlor" eller aggregat ofta i anslutning till klorit och uralit.

Epidoten förekommer i relativt stor mängd, varierande från 20% till 55% i de undersökta proven. Zoisit och klinozoisit är de dominerande epidotmineralen. Formen av kristallerna varierar från isolerade subhedrala kristaller till anhedrala aggregat. Ofta förekommer epidotmineralen tillsammans med klorit, titanit och leukoxen.

Kloriten domineras av två typer, nämligen pennin och proklorit. Det förra mineralet har en grönaktig färg vanligen med en svag pleokroism. Mineralet utgör pseudomorfoser efter uralit och biotit. Interferensfärgerna är vanligen starkt anomala i mörkblått till violett och brunt. Prokloriten har även en grön färg, men saknar pleokroism. Utsläckningen är undulerande. Interferensfärgerna är låga i gult och gulgrått.

Titaniten och leukoxenen förekommer i varierande mängd. De uppträder dels som omvandlingsprodukter av malmmineral dels bildade vid nedbrytning av amfibol och biotit till klorit.

Malmmineralen kan ha ett xenoblastiskt uppträdande.

Accessoriska mineral är kvarts, mikroklin, apatit och ibland även malm. Dominerande mineralfyllnader i mandlarna är typiskt sent bildade mineral såsom kvarts, kalcit, amfibol, klorit och klinozoisit i mindre mängd malm. Ingen allmän tendens finns till zonering av mineralen i mandlarna. Delar av, sällan fullständiga, varioliter har observerats.

Mandlarna kan stå i förbindelse med varandra genom tunna sprickor, vilka är fyllda med samma mineral som ingår i mandlarna. Mandlarnas begränsningar mot matrix är i allmänhet skarpa.

Dacitisk lava

En bred zon, som i huvudsak syns bestå av dacitisk lava, sträcker sig från östra delen av Långö mot nordväst. Huvudbergarten är vanligen massformig och tät. Små fältspatströkorn förekommer lokalt. Färgen är ljus gröngrå till blåaktigt grå, men kan även vara något mörkare gröngrå. Vanligen kan man inom små partier iaktta färgvariationer från ljusare till mörkare typer. Fragmentförande delar finns längs den västra delen av stråket. Strökornsrika typer har observerats längs den östra stranden av Långö.

På Lerö (400 meter NV Långö) finns en kontakt mellan en tät, mörkgrå bergart och en plagioklasporfyrit. Den senare ingår i det undre lig-gande porfyritstråket. En kaotisk blandning av porfyritiska fragment och den täta mörkgrå bergarten kan observeras. Den senare visar av-kylningskontakter mot porfyriten. Troligen utgör kontakten den daci-tiska bergartens underdel. Kontakten mellan bergarterna stryker i NV - SO.

En rödbrun, porfyritisk, tät vulkanit förekommer på den östra stran-den 300 meter V Stora Lerö. Bergarten har en synlig mäktighet av 2 meter, varefter den försvinner under vattenytan. I slip visar den en porfyritisk textur, med strökorn av plagioklas i en starkt omkristalli-serad grundmassa, i huvudsak bestående av fältspat och kvarts. Fält-spaten är starkt sericitiserad. Väster om porfyriten följer en grön-grå till ljus gröngrå relativt tät bergart, liknande den på Långö. I slip uppvisar bergarten på Långö en "seriate" textur, medan berg-arten på fastlandet är mikroporfyritisk (foto nr 7). Strökornen i båda bergarterna består av plagioklas (ca 0,5 mm) samt i mindre mängd pseudomorfoser efter järnmagnesiamineral (0,5 mm). Anortithalten i plagioklasen varierar från An 2 - 3 till maximalt An 23. Plagioklas-kristallerna är listformade i provet från Långö, medan de har en mera jämnstor form i provet från fastlandet. Tvillingar av albit- och Karlsbadtyp finns. Zonering av kristallerna kan förekomma. Matrix (0,01 - 0,04 mm) visar en blastopilotaxitisk textur i provet

från Långö, medan fältspaten har en trakytoidal ordning i bergarten från fastlandet. Plagioklas är dominerande mineral i båda proverna. I underordnad mängd förekommer klorit, biotit, epidot, titanit och leukoxen. Kloritisering av biotiten har observerats.

Pyroklastisk breccia och lavabreccia

Brecciorna i formationen är indelade i två grupper, nämligen pyroklastisk breccia och lavabreccia.

Välutbildad pyroklastisk breccia finns på Högö samt öarna väster om Högö, Aspö, Lilla Ängö (400 meter SSO Aspö), Stora Runö (400 meter S Enholmarna) samt Lilla Getö (400 meter NO Getö).

På Högö och öarna väster om Högö finns kantiga, till något rundade fragment av varierande sammansättning i ett finkornigt matrix, som består av grönstensmaterial eller kalcit eller en blandning av dessa. Fragmenten består av intermediära till något sura samt basiska, vulkaniska bergarter. Färgen på fragmenten är ljusröd, ljust och mörkt gröngrå, gulgrå och rödbrun. Både täta och mandelförande fragment förekommer. Storleken varierar från några få mm till 30 - 40 cm. De större syns vara mera rundade. De ljusa fragmenten får ofta en ljusare bård vid kontakten mot matrix. I de mandelförande fragmenten är mandlarna ofta avskurna, så att matrixmaterial trängt in i dessa. Fragmenten ligger i allmänhet glest, men kan vara anhopade. På den lilla ön strax väster om Högö finns en viss zonering, då grönstensfragment dominerar öns nordöstra del, medan surare fragment överväger på den sydvästra delen. De fragment, som är sammankittade av kalcit, får genom utlösning av kalk ett slaggigt utseende.

Några fragment i breccian från Högö har undersökts.

Ljusgrönt tätt fragment

Fragmentet har en mikrokristallinisk, blastopilotaxitisk textur och består i huvudsak av fältspat. Plagioklasströkorn samt starkt granulerade kvartskristaller är strödda i grundmassan. Uppmätta anortithalter visar att fältspaten i strökornen motsvarar albit. Fältspaten har vanligen listformig utbildning med varierande storlek. Epidotiseringen har varit svag, medan däremot en stark brunpigmentering drabbat kristallerna. Pigmenteringen är kraftig i kontakten mot matrix.

I underordnad mängd förekommer epidot, kalcit, kvarts och klorit. Procenten mörka mineral är låg.

Mandelförande fragment

Grundmassan har en blastopilotaxitisk, jämnkornig mikrokristallinisk textur med listformad plagioklas.

Ett fåtal granulerade kvartsströkorn finns. Mandlarna bildar upp till 2 mm långa varierande former. Mängden uppskattas till cirka 40 volymprocent. Kvarts, kalcit och amfibol utgör fyllnader i mandlarna.

Plagioklasen (albit) är starkt epidotiserad och sericitiserad. Fin-korniga aggregat finns ofta runt fältspaten. Aggregaten består i huvudsak av titanit och leukoxen, som markerar fältspatens form.

Fragmentets perifera delar är kraftigt pigmenterade, och bergarten får en brunaktig färg. Makroskopiskt syns detta som en ljusare bård. Mellan fältspatlisterna finns, förutom titanit och leukoxen, kalcit, klorit, kvarts, epidot samt malmmineral. Procenten mörka mineral är låg.

Grönstensfragment

Fragmentet är starkt omvandlat (blastoporfyritisk textur?). Plagioklaslister är starkt sericitiserade och brunpigmenterade. I mellanmassan finns rikligt med uralitiskt hornblände, vilket vanligen är kloritiserat. I underordnad mängd ingår titanit, leukoxen, kalcit, klorit, epidot, kvarts samt malm. Hornbländet har en pleokroism i X gulgrönt, Y blekgult och Z klart blågrönt. Titanit och leukoxen bildar aggregat, vilka ofta följer grönstensfragmentens yttre begränsningar.

Matrix mellan fragmenten består av kalcit, större kristaller av hornblände samt kvarts. Hornbländekristallerna har vuxit över fragmentens begränsningar. Kalciten ligger ofta som fläckar i hornbländet, så att detta sönderdelas i mindre delar, vilka dock är optiskt sammanhängande. Hornbländet är pleokroitiskt med X starkt gulgrönt, Y blekgult och Z klart grönt ($2V_X$ 58-62°). Både hornbländet och kalciten syns vara av sekundärt ursprung. Accessoriskt förekommer apatit (foto nr 8).

Breccian på Stora Runö (400 meter S Enholmarna) är belägen på öns norra och nordöstra delar (foto nr 9). Kantiga till något kantiga

fragment av en tät, ljus gröngrå, vulkanisk bergart dominerar. Fragmenten varierar från 1 cm upp till 10 cm. Matrix utgöres av en finkornig mörkt gröngrå, basaltisk bergart. En mindre inlagring av en grönstensbreccia finns på den nordostligaste delen av ön. I fragmentfria partier förekommer lokalt mandlar och hornbländeströkorn. Plagioklasen är huvudmineral. Kristallformen är vanligen listformig, men något bredare typer finns. Kristallerna är korroderade, och omvandlingar har gett zoisit, klinozoisit samt kalcit. Aggregat av titanit och leukoxen har lokalt vuxit längs albittvillingarna. Brun, subhedral biotit är starkt pleokroitisk. Mineralet har blivit kloritiserat, och uppträder ofta i aggregat tillsammans med klorit, vilken i huvudsak utgöres av pennin.

Titanit och leukoxen upptar en ganska stor volymprocent. De uppträder ofta i korniga aggregat längs spalter och korngränser.

Ett tätt ljus fragment i breccian visar mikroskopiskt en stark inhomogen karaktär. Mörka, starkt brunpigmenterade partier uppvisar ett fragmentartat utseende och består i huvudsak av listformig plagioklas. Fältspaterna är starkt sericitiserade. Mellan de fragmentartade partierna finns en jämnkornig massa bestående av kvarts och fältspat i en mer eller mindre granoblastisk utbildning. Mörka mineral är av underordnad betydelse och består av biotit, klorit, epidot, titanit och leukoxen.

På Lilla Getö (550 meter NO Getö) finns en något avvikande breccie-typ. Huvudbergarten är en porfyrit innehållande mandlar. Strökornen består av starkt epidotiserad plagioklas. Formen av dessa är euhedral, och de når en storlek av 1 cm. Matrix är finkornigt med en mörkgrön färg. I bergarten finns oregelbundna fragment av en mycket tät diabasliknande bergart. Gränsen mellan fragment och matrix är skarp. Ofta löper en epidotrik bård runt fragmenten.

I en vägskärning (1,4 km SSV Stensjön) finns en fragmentbergart med agglomeratisk karaktär. Fragmenten är relativt starkt assimilerade i grundmassan. Lokalen består i sin norra del av en ljus gröngrå, tät till finkornig mandelsten. Mandlarna, 5 - 6 mm stora, är fyllda med uralit och kvarts och utgör cirka 20 volymprocent av bergarten. Mot söder ökar mängden plagioklasströkorn, medan både storleken och mängden av mandlarna minskar. Den södra delen av skärningen består av

en porfyritisk bergart innehållande fragmentartade partier. Färgen av matrix är mörkare jämfört med den norra delen av hällen. Övergången från mandelstenen till den fragmentförande porfyriten syns ske successivt. Porfyriten är blastoporfyritisk med strökorn av plagioklas och i underordnad mängd uralit. Plagioklasen visar en poikilitisk textur innehållande epidot, kalcit, kvarts och biotit. I de kraftigast omvandlade kristallerna finns endast starkt epidotiserade pseudomorfoser kvar. Pseudomorfoser efter järnmagnesiamineral (pyroxen?) består av uralit, klorit, epidot, kalcit samt titanit.

Mellan strökornen är massan starkt omkristalliserad. I de minst omvandlade partierna kan man iakttaga subhedral plagioklas. Mellan listerna finns uralit, epidot, titanit, leukoxen, kalcit, kvarts och klorit medan ortit, biotit och apatit är accessoriska.

Epidoten består av sammanhängande småkorniga aggregat eller isolerade kristaller. Ortit har observerats i epidotens kärnområden. Ortiten är ljus grönbrun med en svag pleokroism. Interferensfärgerna är anomala.

I den övre delen av formationen, från Ransholmarna i söder, över Oxholmarna samt de små öarna 400 meter NO Getö i norr, finns rikligt med lavabreccior. Liknande breccior ingår mera lokalt även i den övre formationen. Dessa breccior skiljer sig från de pyroklastiska brecciorerna genom att de är monolitiska, bestående uteslutande av grönstensfragment. Vidare syns övergångar mot massiva grönstenar föreligga. Matrix består i allmänhet av kalcit, medan grönstensmaterial förekommer i underordnad mängd.

Brecciorna kan tänkas motsvara "pillow"-breccior och/eller hyaloklastiter (Carlisle 1963, Pichler 1965). "Pillows" och hyaloklastiter uppträder ofta tillsammans (Sturial 1963, Solomon 1965). Dock har endast ett fragment i dessa lavabreccior visat strukturer, som tyder på att det kan vara en del av ett "pillow"-fragment. Mikroskopiskt har en avkylningskontakt kunnat identifieras, och mandlarna är delvis koncentriskt ordnade. Fragmentet är närmare beskrivet på sidan 43.

Fragmenten i brecciorna består nästan uteslutande av täta eller mandelförande basiska vulkaniter, och det är inte omöjligt, att dessa utgör delar efter sönderbrutna "pillows". De täta fragmenten skulle i så fall utgöra delar av ytterskalen av en "pillow", medan de mandelförande fragmenten skulle motsvara delar av kärnan (jmf Carlisle 1963, Dietrich 1968).

Karaktäristiskt för både "pillow"-breccior och hyaloklastiter är att



Foto nr 7 Dacit med "seriate" textur. Långö.
Kors. nic. 23x.



Foto nr 8 Pyroklastisk breccia. Grönstensfragment i ett
sekundärt matrix av hornblände och kalcit.
Högö. 1 nic. 20x.

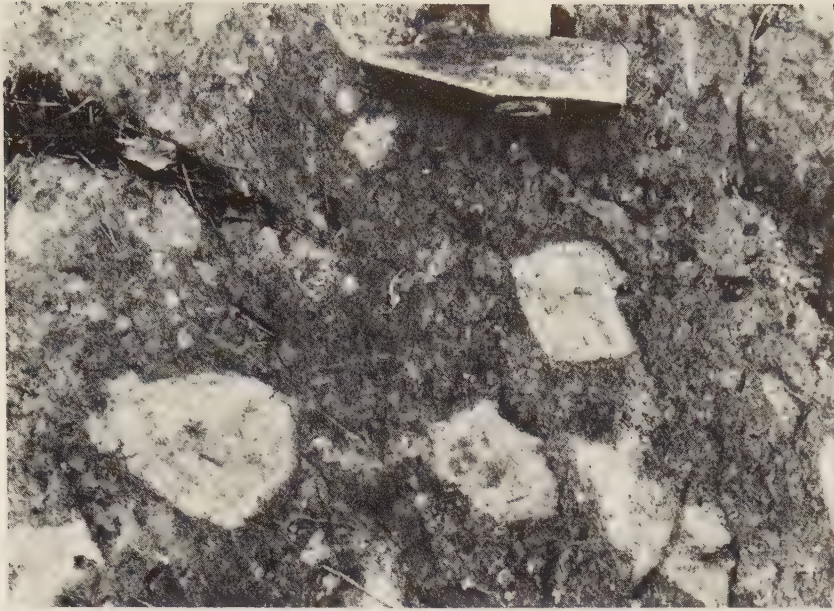


Foto nr 9 Pyroklastisk breccia. Intermediära vulkaniska fragment i ett grönstensmatrix. 400 m S Enholmarna.



Foto nr 10 Lavabreccia (hyaloklastit ?). Grönstensfragment i ett kalcitmatrix. Ransholmarna.

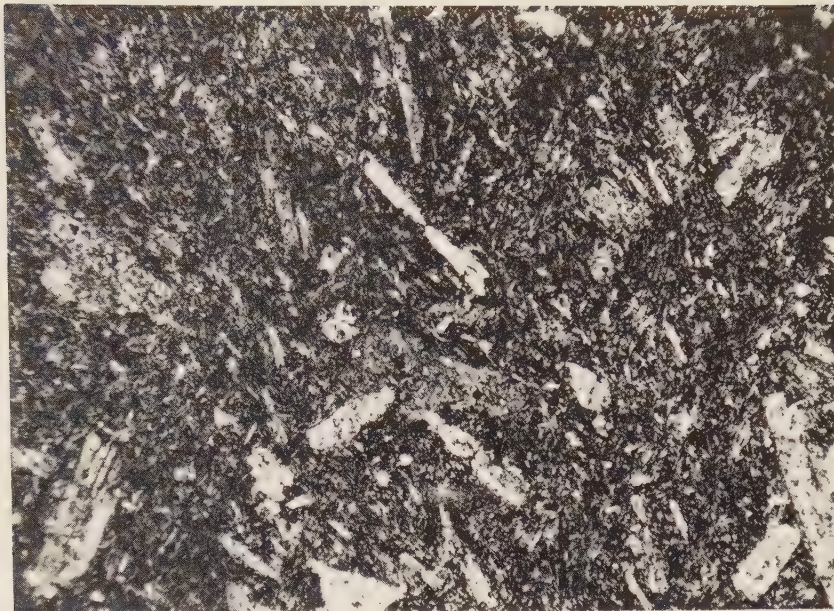


Foto nr 11 Porfyritisk basalt. Ströckorn av plagioklas i en blastopilotaxitisk grundmassa. Sydostligaste ön av Ransholmarna. Kors. nic. 23x.

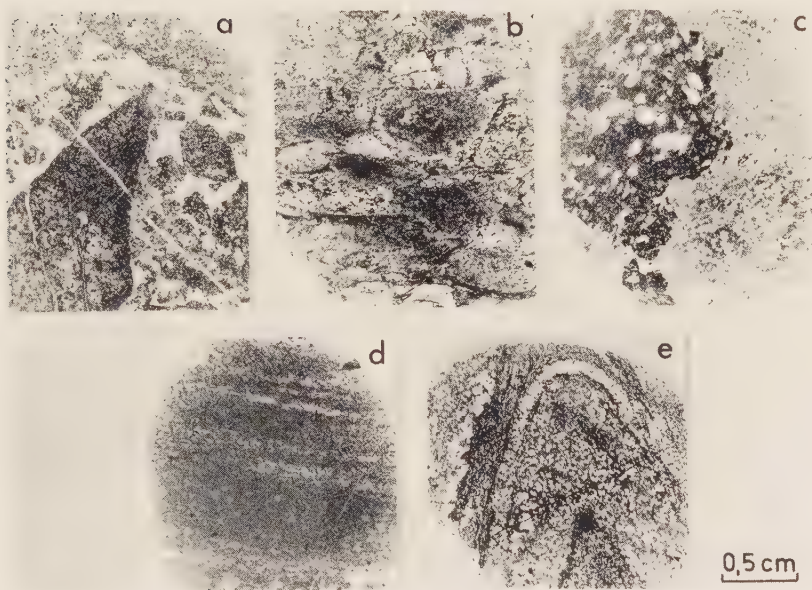


Foto nr 12 a) Pyroklastisk breccia. Vulkaniska fragment i ett uralitmatrix. 200 m NNV Stora Lerö.
 b) Välsorterad vulkanisk arenit-breccia. Enholmarna.
 c) "Pillow"-fragment med avkylningskontakt. Ransholmarna.
 d) Bandad tuff. Getö
 e) f_3 -veck med utbildad S_3 -foliation. Ljusholmsön.

de är associerade med gångar, vilka intruderat i de breccieartade partierna (Rittman 1962, Silvestri 1963, Pichler 1965).

De övre delarna i hyaloklastiter kan bestå av bandat, omarbetat vulkaniskt material, vilket ofta är uppblandat med sediment (Sturial 1963).

Den nordligaste ön av Ransholmarna är uppbyggd av grönstensfragment med en gröngrå till mörkt gröngrå färg. Matrix består av kalcit (foto nr 10). Fragmenten visar en stark inhomogenitet genom färgvariationer från ljus grå partier till mörkt gröna. Fragmenten består i huvudsak av täta- och mandelförande basiska vulkaniter. De förra kan dock innehålla ett fåtal mindre mandlar. Kalcit och amfibol utgör fyllnader i mandlarna. Fragmenten varierar starkt i storlek inom små partier från någon cm upp till 50 cm. De flesta är dock mellan 10 - 20 cm. Fragmentens former är alltid oregelbundet kantiga. På öns norra strand utgör matrix cirka 30% av bergarten. Massformiga grönstenar finns i de centrala och östra delarna av ön. Dessa visar både diffusa och skarpa kontakter mot de fragmentförande partierna. Grönstenar med skarpa kontakter är troligen intrusiva gångar.

Den sydostligaste ön av Ransholmarna har liknande karaktär som den norra. Den södra delen av ön uppbyggs av massformiga grönstenar.

Dessa består av irreguljära bankar eller ojämna linser, mellan vilka det finns fragmentartade partier. På öns östra del har ett fåtal ljusa, intermediära, mandelförande fragment iakttagits. Huvuddelen av fragmenten består dock av grönstenar. Även här är färgen på grönstenen inhomogen och växlar från ljus grå till mörkt gröngrå. Övergångarna kan vara välmarkerade, men även successiva. Matrix mellan fragmenten består dels av kalcit dels av grönstensmaterial. Den sydvästra ön uppbyggs av massiva, homogena grönstenar, vilka lokalt har mandlar. På den västra stranden finns tuffitiska bandade bergarter.

Ett prov, från en massformig grönstenslins mellan fragmentförande partier, visar under mikroskopet en mikroporfyritisk textur med en mikrokristallinisk blastopilotaxitisk grundmassa (foto nr 11). Plagioklas (0,6 mm) och pseudomorfoser av järnmagnesiummineral utgör strömkorn. De senare består av aggregat innehållande uralitiskt hornblände ($2V_X$ 69-78°), epidot, biotit samt malm. Plagioklasströmkornen är idiomorfa med varierande storlekar. Zonering saknas, och albittvillingar är enda tvillingtyp. Omvandlingar har gett starkt korroderade yttre begränsningar samt bildning av epidotmineral. Grundmassan är jämkornig (0,07 mm). Den består huvudsakligen av listformig

mikrolitisk plagioklas. Dominerande mörka mineral är klorit, titanit och leukoxen, medan ljusbrun biotit, klorit, epidot, uralit, malm och kalcit utgör underordnade mineral. Biotiten är i flera fall pseudomorfoser efter uralit.

En massformig grönstensgång har undersökts. Provet kommer från den nordligaste ön av Ransholmarna. Gången har en bredd av cirka 2 meter och är på båda sidor omgiven av fragmentförande grönsten. Några avkylningskontakter mot, eller apofyser i omgivande fragmentförande grönsten har ej kunnat observeras. Texturen är blastodoleritisk-subdoleritisk med ett fåtal spridda, starkt omvandlade plagioklasströkorn. Plagioklasen mellan strökornen är starkt nedbruten, men visar ett betydligt jämnkornigare och grövre gry än den massformiga grönstenen beskriven ovan.

Dominerande mineral är plagioklas. I väsentlig mängd finns epidot och biotit. I underordnad mängd ingår titanit, leukoxen, klorit och kvarts, medan kalcit och apatit är accessoriska. Ett prov från en annan grönstensgång från samma ö visar en blastosubofitisk-ofitisk textur.

Dominerande mineral är klorit och plagioklas. Plagioklasen ligger strödd i en mer eller mindre sammanhängande massa av klorit. Ett fåtal plagioklasströkorn förekommer. I underordnad mängd finns biotit, epidot, titanit och leukoxen.

Det "pillow"-liknande fragmentet ligger i en massa av starkt nedbruten plagioklas, uralit, epidot, titanit och leukoxen. Matrix är tuffartat (foto nr 12c). Fragmentet har mandlar innehållande kvarts, uralit och klorit. Mandlarna är orienterade mer eller mindre koncentriskt med ytterkonturen av fragmentet. Endast en mindre del av fragmentet uppvisar en avkylningsbård. I bården finns inga mandlar, utan endast spridda plagioklaslister i en mycket tät, ogenomskinlig, brungrå massa. Matrix mellan mandlarna är svagt blastoporfyritisk med mindre plagioklas- och uralitströkorn.

Övre formationen

Den övre formationens stratigrafi kan inte beskrivas fullständigt, eftersom hållar saknas inom ett relativt stort område i den västra delen av undersökningsområdet. Den undre delen av formationen är relativt välblottad. Denna del domineras av pyroklastiska bergarter av tuff- och lapillituff karaktär. Lokalt ingår lava och lavabreccia. Omarbetade pyroklastiska bergarter, vulkanisk arenit, vulkanisk breccia och konglomerat, ingår rikligt. I formationens undre del finns ett mindre stråk av sur tuff.

Basiska bergarter dominerar, medan intermediära och sura ingår i underordnad mängd.

Sur tuff

Formationens undre del består av en sur tuff, vilken kan följas från södra delen av Stora Hästö över Lilla Hästö (320 meter VNV Stora Hästö) till Hårdanäs samt vidare mot nordväst. Vid Hårdanäs är den sura tuffen i kontakt med sidobergarten. Kontakten stryker i N70V med en vertikal stupning. Sidobergarten söder om den sura tuffen består av vulkanisk breccia, medan sidobergarten vid den norra kontakten är en grönsten innehållande rundade, glest liggande grönstensfragment ("pillows"?). Både den södra och norra kontakten är breccieartad och troligen är brecciorna, åtminstone delvis, av kataklastisk natur. De är läkta av kvarts, epidot och amfibol. Den södra kontakten innehåller kantiga fragment av liknande sammansättning, som den sura tuffen. Några av dessa fragment har en ljust gröngrå yttre bård. Breccian har en bredd av ca 70 cm. I den norra kontakten förekommer fragment av den sura tuffen och av sidobergarten (grönsten). De täta, sura fragmenten har en mycket oregelbunden form ofta omgiven av en grönaktig bård. Breccian har här en bredd av ca 50 cm.

Den sura tuffen är finkornig till tät och har ett starkt inhomogent uppträdande med fragmentartade partier. Den kan visa övergångar mot lapillituff. Färgen är grå till mörkt grönaktigt grå. En stark foliation (S_2) stryker i N70V55S. Slipprovet visar en inhomogen och omkristalliserad bergart. Starkt nedbrutna fragmentartade partier ligger i en massa, vilken i huvudsak består av granulär kvarts.

De fragmentartade partierna är vanligen skarpt avgränsade. Mineralogiskt består de av mer eller mindre parallellt ordnade, sericitiserade

fältspatllister. Några fragment har plagioklasströkorn samt granulerade större kvartskrystaller. Xenoblastiska malmmineral ingår rikligt. I några fragment bildar malmmineral aggregat. I underordnad mängd finns epidot, muskovit, klorit, titanit och leukoxen. I grundmassan finns aggregat av ojämnkornig kvarts, ofta med sericit, vilka kan vara starkt omkristalliserade "glas"-partier (anmärkning av fil dr Lars Persson). Vanligen är dock kvartsen mera jämnkornig. Matrix för även små korn av kalcit och muskovit. Inom vissa partier förekommer en riklig sericitisering.

Vulkanisk arenit, vulkanisk breccia och vulkaniskt konglomerat

Ett större sammanhängande stråk av vulkanisk arenit och vulkanisk breccia kan följas från Getö i söder över Stora Skällö (280 meter NNO Getö), till nordöstra delen av Björnanäset för att därefter fortsätta i en nordvästlig riktning. Två mindre vulkaniska arenitstråk och ett vulkaniskt konglomerat finns på Ravelrydsnäs.

Stråket från Getö mot nordväst domineras av vulkanisk arenit och breccia. I underordnad mängd ingår massformig grönsten, mandelsten, lapillituff, bandad tuffit/tuff samt vulkaniskt konglomerat. Växlingar mellan olika bergartstyper sker raskt. Den vulkaniska areniten och breccian är sammansatt av bergarts- och kristallfragment, vilka ligger i ett grönstensmatrix. Kalcit kan lokalt utgöra grundmassan.

Bergartsfragmenten består i huvudsak av intermediära, täta och porfyritiska vulkaniska bergarter. I underordnad mängd ingår basiska och sura vulkaniter. Kristallfragmenten domineras av fältspat, medan kvarts finns sparsamt. Fragmenten är runda till något runda, men lokalt även kantiga och ligger i allmänhet tätt. Maximala storleken är ca 20 cm, men vanligen är de betydligt mindre. Lokalt kan fragmenten visa en sortering. Petrologisk beskrivning av fragmenten finns på sidan 52. Mikroskopiskt visar grundmassan en omkristalliserad mikrokristallinisk jämnkornig massa. Ett flertal slipprover har etsats för att särskilja kvarts, plagioklas och kalifältspat. Kvarts och klorit utgör de dominerande mineralen, medan plagioklas ingår i väsentlig mängd. Kalifältspat har inte identifierats. I underordnad mängd ingår epidot, malm, kalcit och titanit. Kvartsen uppträder ofta med mer eller mindre granulära kristaller och bildar med klorit en subklastisk textur.

På norra stranden av Björnanäset kan en växellagring observeras mellan tunna ibland något bandade tuffitiska lager och starkt fragmentförande bankar. De senare är något mäktigare, ca 20 cm. En viss sortering och "grading" förekommer, då bankar med något grövre fragment överlagras av finkornigare material. Fragmenten i de grövre bankarna är runda till något runda och ligger tätt till mycket tätt. Dessa lager får likheter med ett vulkaniskt konglomerat.

Vulkaniska konglomerat av större mäktighet (0,5 - 1,5 meter) finns vid några lokaler längs den norra stranden av Björnanäset. Fragmenten i dessa har en maximal storlek av 12 - 15 cm. Formen är rund till något rund. Fragmenten består uteslutande av basiska bergarter. Mandelsten, gröngrå porfyrnit och täta, basaltiska bergarter utgör dominerande bollmaterial. Matrix är tätt till finkornigt, med en mörkt gröngrå färg, vilket gör det svårt att skilja det från fragmenten. Bollmaterialet är troligen av relativt lokalt ursprung, då bl a en mikroskopiskt undersökt boll består av vulkanisk arenit.

En vulkanisk konglomerat-breccia förekommer på Stora Skällö (280 meter NNO Getö). Fragmenten är av intermediär vulkanisk sammansättning och har vanligen ljusgrå färg. Fragmenten är något rundade till rundade med en maximal storlek av 8 cm. Bollarna ligger relativt tätt. Bollmaterialet är bättre sorterat än det man finner i liknande bergarter på Björnanäset. Matrix är tätt till finkornigt med en gröngrå färg. I slip visar matrix en tuffitisk textur bestående i huvudsak av granulär kvarts, biotit och klorit. Mindre bergartsfragment samt kristallfragment av fältspat och granulerad kvarts ingår.

Fig 9 visar en detaljkarta över Getö. Berggrunden domineras av en bred zon bestående av starkt växlande bergarter. I denna zon ingår vulkanisk arenit och breccia, tuffit/tuff samt lapillituff. I underordnad mängd finns mandelstenslava och lavabreccia.

Den östra delen av ön uppbyggs av finkornig grönsten, i vilken tunna band av lapillistora basaltiska fragment kan iakttagas. Över dessa följer en ca 10 meter bred zon bestående av mandelstenslava och lavabreccia. Lavan är tät till finkornig med en gröngrå till mörkt gröngrå färg innehållande kalcitfyllda mandlar och lokalt även plagioklasströkorn.

Lavabreccian består av mandelstensfragment med starkt varierande

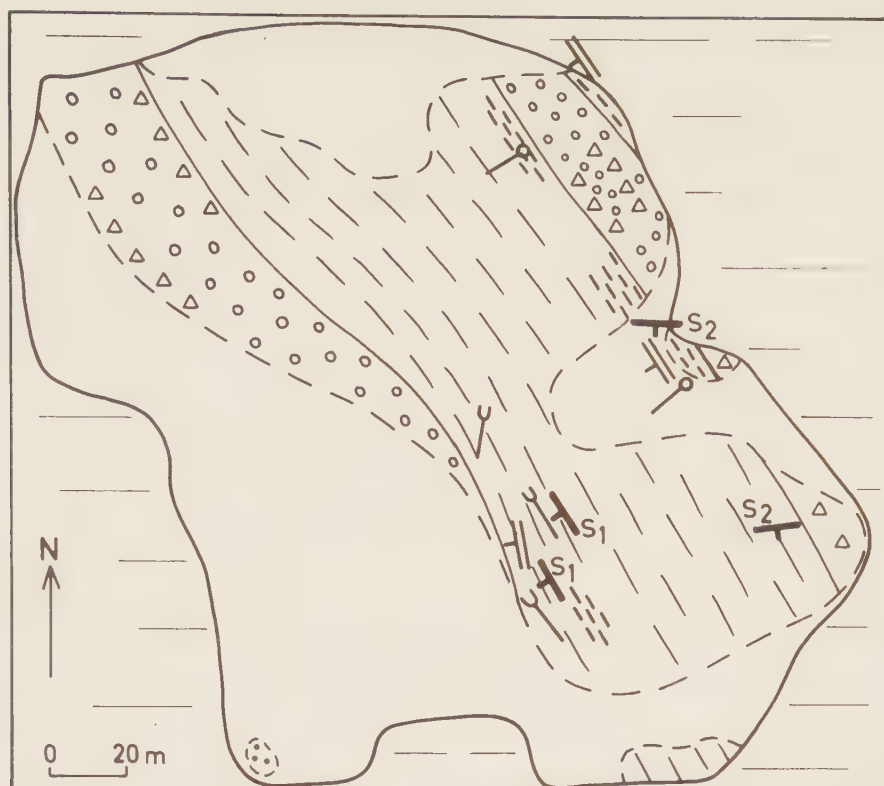


Fig.9 Karta över Getö

- Hällområde
- Mandelsten
- Porfyrer
- Lavabreccia
- Starkt växlande zon av vulkanisk arenit, vulkanisk breccia, tuff och lapillituff
- Tuffit
- Kvartära avlagringar
- Bandning
- Axialplan och axialplanfoliation (S_1)
- Foliation (S_2)
- Veckaxel
- Lineation

storlekar sammankittade med kalcit (foto nr 13). Fragmenten är kantiga, oregelbundna och ofta starkt mandelrika. Mot väster övergår breccian i massformig mandelsten. Breccior av liknande uppträdande finns även på den sydöstra delen av ön inom samma mandelstensstråk.

Lavan överlagras av bandad tuffit/tuff. Den undre delen av denna är beskriven av Vidal och Röshoff (1971). Bandningen stryker i N30V och stupar 40 SV. En svag foliation (S_2) stryker i O - V stupande 60° mot S. Bergarten har en mäktighet av ca 10 meter och består i sin undre del av tuffitiskt material, medan den övre delen har en övervägande pyroklastisk karaktär. I de tuffitiska delarna växellagrar afanitiska ljusst gröngrå lager med afanitiska mörkare gröngrå lager. Dessa har en mäktighet understigande 1 cm. I de tuffartade partierna är bandningen mindre välmarkerad, och bergarten får en mörkare gröngrå färg.

Tuff/tuffitbädden kan inte följas kontinuerligt i strykningsriktningen, då bandningen ofta är diffus. På norra delen av ön är bergarten i intim bandning med massformiga grönstenar och lapillituff.

I den breda zonen med starkt varierande bergartsled ingår både täta till finkorniga, massformiga och fragmentförande bergarter. Lokalt kan en bandning mellan de olika bergartsleden iakttagas. Kalkrika horisonter, innehållande basaltiska till andesitiska tufffragment, är mellanlagrade. Dessa bergarter liknar de fragmentrika bankerna, som finns på Skällholmarna (400 meter N Getö). I de kalkrika horisonterna finns ofta småveck.

Spridda, lapillistora fragment förekommer lokalt. Dessa består av ljusa, täta vulkaniska fragment av intermediär sammansättning. På Getö är mängden och storleken av fragmenten betydligt mindre än i stråkets nordliga fortsättning.

Den västra delen av Getö uppbyggs av massformiga grönstenar, vilka innehåller sparsamt med mandlar och plagioklasströkorn. Grönstenen är tolkad att vara en lava. Den övergår utan skarp gräns i en lavabreccia med kalcitmatrix.

En finkornig hornbländeporfyr finns på öns sydvästligaste udde.

Mikroskopiskt visar de mörkare afanitiska lagren i tuffiten en fragmentartad textur. Mineralogiskt är lagren sammansatta av tätt liggande, något rundade fältspatkristaller i en krypto- till mikrokristallinisk massa dominerad av klorit. Fältspatkristallerna är sericitiserade och epidotiserade. Aggregat av titanit och leukoxen ligger mellan

fältspatkristallerna. Ingen större förändring av matrix är märkbar vid övergång mot de ljusare afanitiska lagren. Dessa lager är tuffartade bestående av en kryptokristallinisk starkt omkristalliserad massa, i vilken ligger spridda plagioklas- och apatitkristaller. Massan består av fältspat, nålformig klorit, titanit, leukoxen samt epidot. Accessoriskt finns biotit och muskovit.

Ett prov från den övre delen av bädden visar mikroskopiskt en tufftextur (foto 12d). I en kryptokristallinisk massa, bestående av fältspat, nålformig klorit, finns spridda fältspatkristaller, uralit, epidot samt aggregat av uralit. Titanit och leukoxen förekommer rikligt i aggregat. Accessoriskt finns ljusbrun biotit samt malm. Epidotmineral bildar hela eller delar av sfäroliter.

Skällholmarna (400 meter N Getö) uppbyggs av en massformig grönsten. Den östra stranden innehåller 10 till 20 cm breda bankar förande lapilllistora fragment i ett kalcitmatrix. Bankarna stryker i den allmänna strykningsriktningen N40V med vertikal stupning. Fragmenten har oregelbundna former och består övervägande av grönstensfragment. Intermediära ljusa vulkaniska fragment förekommer underordnat. Mellan de fragmentförande partierna finns oregelbundna tunna linser eller band av massformig grönsten (foto nr 14).

I slip visar de fragmentförande bankarna en "scoria"struktur (foto nr 15). Fragmenten är starkt oregelbundna och innehåller rikligt med hålrum. Dessa är fyllda med kalcit, fältspat eller kvarts. Sfäroliter är vanliga i hålrummen. Kalcitmatrix är sekundärt, då det vuxit över fragmenten men också trängt in i de avbrutna hålrummen.

Den massformiga grönstenen har en tufftextur och är sammansatt av uralit, klorit och epidot. Spridda plagioklasströkorn förekommer i massan. Bergarten är starkt omvandlad. "Scoria"liknande strukturer är ojämnt fördelade i tuffmassan. I underordnad mängd finns titanit och leukoxen.

På Ravelsrydsnäs finns två vulkaniska arenitstråk. Ett smalt stråk stryker längs östra stranden från halvöns norra spets mot söder. Stråket kan följas knappt 200 meter. I dess södra del förekommer större rundade fragment och bergarten övergår i ett vulkaniskt konglomerat. Fragmenten består nästan uteslutande av ljust färgade, intermediära vulkaniska bergarter med porfyritiska och täta texturer. Fragmenten varierar från kantiga till runda former. De ligger tätt och syns vara relativt väl sorterade.



Foto nr 13 Lavabreccia. Undre delen av breccierat lavaflöde. Mandelstensfragment ligger i ett kalcitmatrix. Getö.



Foto nr 14 Bankar av basaltisk tuff i en sekundär grundmassa av kalcit. Massformiga linser av basaltisk tuff mellanlagrar. Skällholmarna, 400 m N Getö.

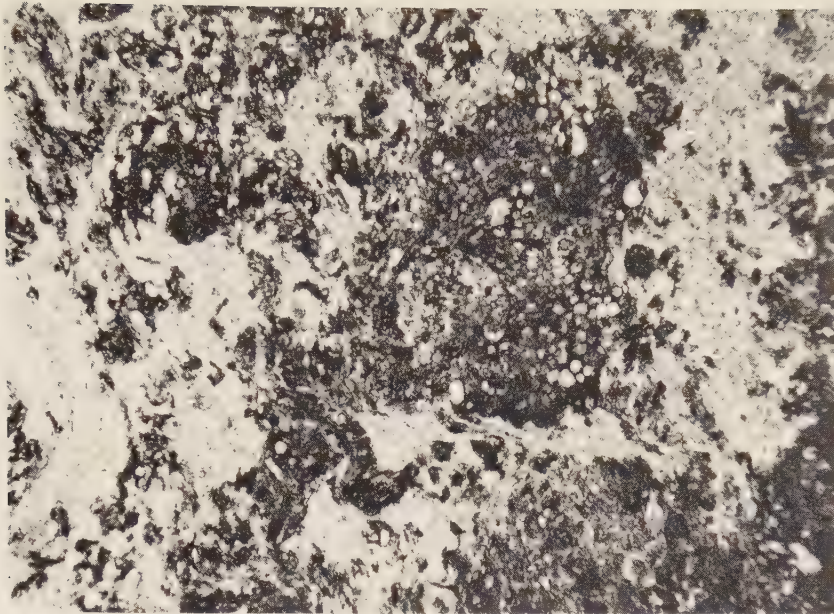


Foto nr 15 "Scoria"-liknande basaltiska fragment i ett sekundärt kalcitmatrix. Skällholmarna, 400 m N Getö. 1 nic. 20x.



Foto nr 16 Vulkanisk arenit. Rikligt med kristallfragment i ett kvarts-kloritmatrix. I övre delen av bilden finns ett större fragment av en sur plutonisk bergart. Ravelstrydsnäs. Kors. nic. 20x.

Det andra stråket finns på halvöns södra del med välblottade hållar längst i sydost. Bergarten visar likheter med tuff- och lapillituffbergarter. Ljust färgade fragment av intermediär sammansättning ligger i en finkornig till tät grönstensmassa. I slip visar matrix en övervägande klastisk textur. Lika delar av kristallfragment och bergartsfragment ligger i ett matrix bestående av kvarts och klorit. Kvartsen är granulär och något tektoniskt utdragen. Enligt den använda terminologin kan bergarten klassificeras som en vulkanisk gråvacka. Bland bergartsfragmenten ingår sura plutoniska bergarter (foto nr 16). Ett av fragmenten är en granofyr.

På södra delen av Ravelsrydsnäs finns ett vulkaniskt konglomerat. Stratigrafien visas skissartat i fig 10. I öster, underst, finns en lapillituff med ljusa relativt kantiga fragment i en finkornig till tät gröngrå grundmassa.

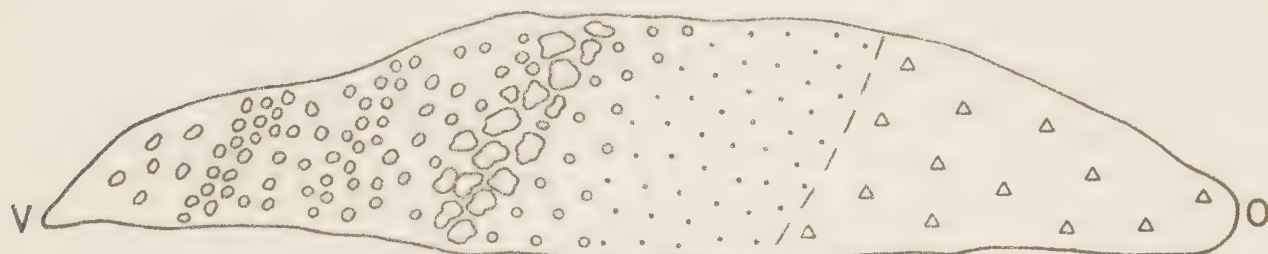


Fig. 10 Vulkaniskt konglomerat, Ravelsrydsnäs

 Vulkaniskt konglomerat

 Lava

 Lapillituff

Skala 1cm~1m

Mot väster följer en mandelsten, som i botten är rikligt strökornsförande (plagioklas). I övre delen minskar mängden strökorn, medan kvarts- och amfibolfyllda mandlar uppträder rikligt. Kontakten mellan mandelstenslavan och lapillituffen är svår att följa men stryker i ca N30V70SV. I mandelstenen finns ljusgröna brottstycken, vilka

har en väl iakttagbar "grading" och en fragmentartad textur. De torde motsvara en vulkanisk arenit. Mandelstenens övergång mot konglomeratet är inte skarp. Den övre delen av mandelstenslavan syns bilda konglomeratets bottenbildning. Stora kantiga fragment av mandelsten (20 - 30 cm) ligger tätt intill varandra i ett finkornigt matrix. Mot väster minskar bollarnas storlek, samtidigt som de blir mera rundade. Mot väster sker även en stark inblandning av främmande bollar med surare sammansättning. Grönstensbollar saknas nästan helt i de övre delarna av konglomeratet. Konglomeratet uppvisar en viss zonering genom att uppträda i bankar, ca 0,5 meter breda, med tätt liggande och välrundade bollar, åtskiljda av partier med mera spridda bollar. Grundmassan är fragmentartad och har en grönaktig färg. Slip av det vulkaniska konglomeratets matrix visar, att det består av rikligt med kristall- och bergartsfragment (huvudmassan ca 0,5 mm). De större fragmenten är välrundade, medan de mindre är kantigare. Bergartsfragmenten består av vulkaniska bergarter. Fragmenten ligger tätt med små mängder mellanliggande material. Det senare består i huvudsak av klorit (omvandling från biotit), mer eller mindre granulär kvarts, epidot, titanit, leukoxen samt malmmineral. Matrix kan lokalt även bestå av sekundär kalcit, i vilket rester av den äldre grundmassan kan identifieras.

Tuff och lapillituff

Tuff- och lapillituffbergarterna överlagrar de vulkaniska arenit- och brecciebergarterna. Stråket kan följas från Hundö över Björnanäset mot nordväst.

Tuff och lapillituff utgör dominerande bergarter i stråket. Detta är betydligt homogenare sammansatt än det vulkaniska arenit- och breccie-stråket. Några vulkaniska konglomerat eller breccior har inte observerats. Kemiskt har bergarterna en intermediär sammansättning (tabell 8 nr 18). Bergarterna är grå till ljust gröngrå och innehåller rikligt med bergarts- och kristallfragment. Av dessa överväger de senare (jmf tabell 4). Sammansättningen av de olika fragmenten är likartad i de båda stråken. Mikroskopiskt visar matrix av tuff och lapillituffbergarterna en omkristalliserad krypto- till mikrokristallinisk tuffartad massa, vilken är sammansatt av kvarts, plagioklas, klorit och epidot (foto nr 17). Kvartsen är starkt inhomogen och ingår i relativt

stor mängd, men saknar den granulära karaktär som kvartsen vanligen har i grundmassan i de vulkaniska arenit- och brecciebergarterna. I tuff och lapillituffbergarterna varierar kornstorleken starkt inom små partier från kryptokristalliniska aggregat till partier med grövre gry.

Petrologisk beskrivning av fragmenten i tuff- och lapillituffbergarterna samt i de vulkaniska arenit- och brecciebergarterna.

Bergartsfragment

De ingående bergartsfragmenten är av likartade typer i de båda stråken. Fragmenten är vanligen rundade. Speciellt i de vulkaniska arenit- och brecciebergarterna ligger fragmenten tätt, medan de är glesare i tuff- och lapillituffbergarterna. Fragmenten består till övervägande delen av strökornsförande bergarter med en dominerande andesitisk till dacitisk sammansättning. Basaltiska och sura fragment ingår underordnat. Strökornen i fragmenten består nästan uteslutande av plagioklas (albit till oligoklas) i varierande mängder (vanligen ca 10 till 20%). Plagioklasen har antingen ett "seriate"- eller ett "hiatale"-förhållande till matrix. Ett fåtal strökorn är zonerade. Vanligen är kristallerna starkt omvandlade genom sericitisering och epidotisering, varför deras konturer är svåra att urskilja i matrix. De flesta kristallerna saknar tvillingar, men när de förekommer, följer de albit- och Karlsbadlagarna.

Matrix i fragmenten är vanligen mikrokristalliniskt och starkt omvandlat. En blastopilotaxitisk textur, ibland med subparallellt ordnade fältspater, kan iakttagas i bättre bevarade fragment. Basiska fragment har blastodoleritiska eller blastofitiska texturer. Sura fragment har en ljus granoblastisk grundmassa bestående av kvarts och fältspat. Mängden femiska mineral är vanligen liten, utom i de mera basiska fragmenten, där klorit, titanit och leukoxen allmänt förekommer. Ett fragment av en sur finkornig plutonisk bergart har observerats. Fragmentet är sammansatt av hypidiomorf, granulär kvarts och fältspat.

Kristallfragment

Kristallfragmenten domineras av plagioklas (albit-oligoklas). I underordnad mängd finns kvarts. De flesta plagioklaskristallerna är

sericitiserade och epidotiserade. Många kristaller är så starkt omvandlade, att de svårligen kan skiljas från matrix. Tvillingar efter albitlagen är den dominerande tvillingtypen. Kristallerna ligger vanligen isolerade i grundmassan, men kan vara ansamlade och bilda aggregat. Kristallerna varierar i storlek från 0,3 mm till 1 mm (medeltal 0,6 mm) med skarpkantade till rundade former. Vanligen ligger kristallerna inte ordnade i matrix, men där en foliation finns, följer kristallerna denna.

Tabell 4

Mängden (vol.-%) matrix, bergartsfragment och kristallfragment i tuff-lapillituffbergarterna och de vulkaniska arenit- och brecciebergarterna.

Lokal	Matrix	Bergarts- fragment	Kristall- fragment	
Hundö	32	32	36	Tuff
Hundö	32	23	45	"
Varpö ¹⁾	28	20	52	"
Varpö	23	63	14	"
Björnanäset	30	60	10	Vulkanisk arenit
Ravelsrydsnäs	30	30	40	"

1) 170 m N Getö

Lava och lavabreccia

I formationen förekommer lavabergarter samt lavabreccia i underordnad mängd. På ön 840 m VSV Ravelsrydsnäs förekommer mandelstenslava av basaltisk sammansättning. På Ravelsrydsnäs finns lavar som både innehåller mandlar och strökorn. Lavabreccior liknande de, som är beskrivna från Getö, uppträder på norra samt södra delen av näset. Strökornsförande lavabergarter påträffas i ett smalt stråk strax nordost det sydligaste vulkaniska arenitstråket på Ravelsrydsnäs.

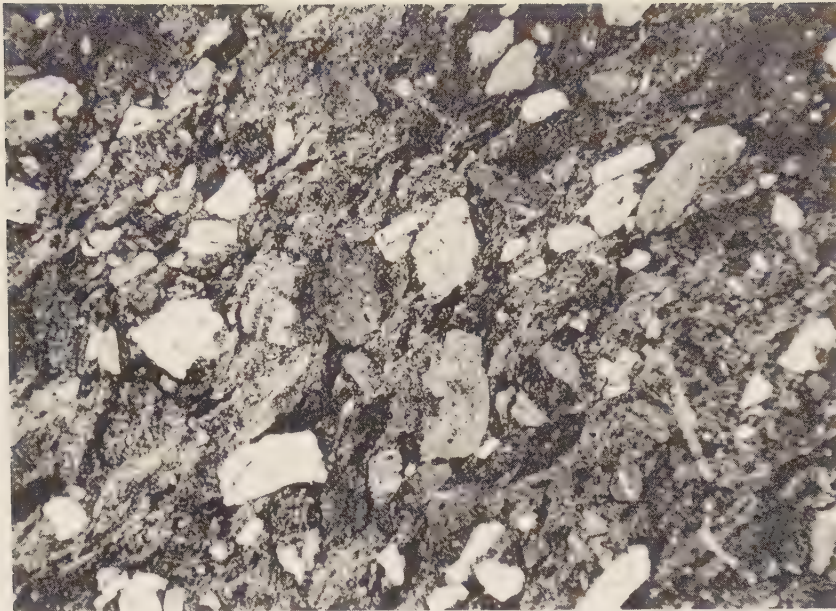


Foto nr 17 Fragmentrik dacitisk tuff med övervägande kristallfragment i en omkristalliserad intermediär grundmassa. Lundö. Kors. nic. 20x.

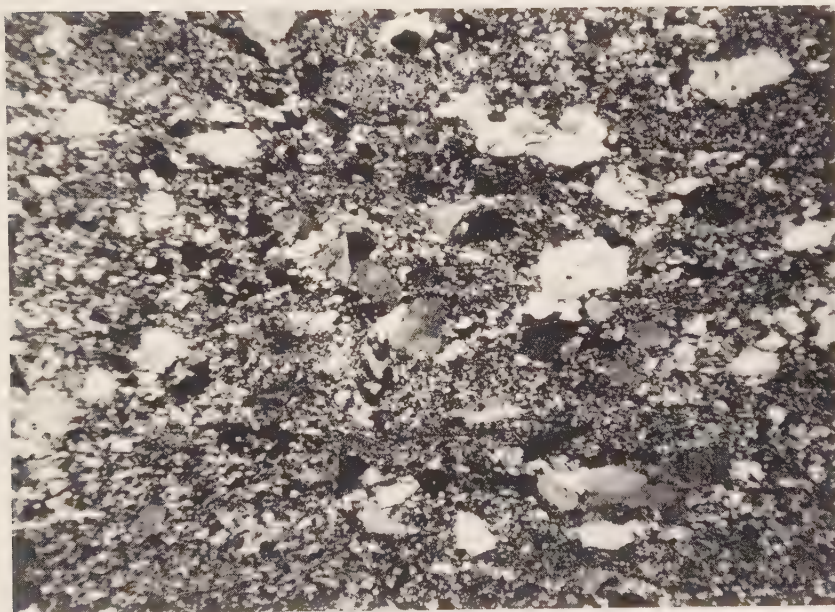


Foto nr 18 Arkosartad bergart bestående av kvarts, plagioklas och kalifältspatfragment i ett kvarts-kalifältspatmatrix. 800 m OSO Björkö. Kors. nic. 20x.

Texturen i den strökörnshärande lavan är porfyritisk med en blasto-pilotaxitisk-traktytoidal textur av mellanmassan. Strökörnen består av plagioklaskristaller samt pseudomorfoser efter järnmagnesiummineral, innehållande biotit, pennin, kalцит, kvarts och malmmineral. Matrix är starkt omvandlat genom sericitisering och epidotisering. Klorit bildar mellanliggande mörkt mineral. Sekundära aggregat, bestående av titanit och leukoxen, förekommer rikligt. Kalцит tillsammans med större epidotkristaller finns i underordnad mängd. Accessoriskt uppträder muskovit.

På Gåsö (200 meter SO Getö) finns en breccia, som visar likheter med den beskrivna lavabreccian på Ransholmarna. Fragmenten är vanligen starkt kantiga med varierande storlekar. De mindre fragmenten har en mörkt gröngrå färg, medan de större är något ljusare. En mörk bård kan ofta iakttas i de senare. De ljusa fragmenten är vanligen täta till småporfyritiska och dominerar fragmentmaterialet. Mandelstensfragment förekommer i mindre mängd. Några "pillow"-strukturer har inte kunnat iakttas. Matrix består av kalцит. Massformiga grönstenspartier växlar med fragmentförande delar.

PETROGRAFISK BESKRIVNING AV SEDIMENTBERGARTERNA

Nordenskjöld (1896) har undersökt kristalliniska skiffrar från två närbelägna områden, nämligen omkring Fröderyds kyrka samt den västra fortsättningen av Vetlandastråkets hälleflintor och hälleflintgnejser in på Nydalabladet. Nordenskjölds indelning är nämnd på sidan 9. Bergarterna i området mellan Skog och Nömmen räknade han till de kristalliniska skiffrarna. Suprakrustalstråket i den sydöstra delen av undersökningsområdet uppbyggs i huvudsak av klastiska bergarter. En mindre inlagring består av sura vulkaniter.

Sedimentbergarterna sträcker sig från Nömmens södra del i en O - V-lig riktning mot öster. Mot N begränsas bergarterna av en förkastning. I kontaktzonen mot granodioriten är sedimentbergarterna migmatitiserade. Suprakrustalbergarterna fortsätter ytterligare ca 3 km söder om undersökningsområdet (fig 1). Den södra delen kommer då i kontakt med en basisk djupbergart, vars nordliga del återfinns vid Djurseryd i undersökningsområdets södra del. Mot sydost är sedimentbergarterna i kontakt med den gnejsgranit, som stryker i OSO-lig riktning mot Vetlanda och Oskarshamn.

Eftersom blottningsgraden är låg, har detta medfört svårigheter att utföra en adekvat stratigrafi- och strukturtolkning. Lagrens utsträckning i en monoklinalliknande bildning är troligen inte korrekt, men syns av omständigheterna vara den bästa tolkningen.

Områdets södra delar visar högre metamorf påverkan än de centrala och norra delarna. Fyllitiska och glimmer-kvartsitiska bergarter dominerar de senare, medan glimmerskiffer anträffas i de södra delarna. Bergarterna är gråaktiga från mörkt mellangrå till ljus grå. De är finkorniga och varierar från jämnkorniga till starkt ojämnkorniga typer. Förutom bollarna i konglomeratet ingår fragmentartade horisonter innehållande fenoklaster av kvarts- och fältspatkristaller samt bergartsfragment.

Bandningen i bergarterna är en primär lagring, vilken dock inte alltid är iakttagbar. Bandade typer anträffas, där finklastiska, pelitiska band är mellanlagrande. Dessa förekommer i underordnad mängd och har mindre mäktighet än de grovklastiska lagren. Lagringen är uthållig, och de olika lagren behåller oftast sin karaktär över hela hällen. Sorteringsgraden varierar. I de grovklastiska lagren är den oftast dålig för att bli bättre i de finkorniga. Sekundära tillväxter och omkristallisation försvårar bedömningen.

Sedimentstrukturer förekommer sparsamt. Både korsskiktning och "graded bedding" har dock observerats. Mineralogiskt uppbyggs sedimentbergarten av kvarts och glimmer. I underordnad mängd finns klorit, malmineral, epidotmineral, fältspat, leukoxen och titanit, medan apatit, zirkon och turmalin är accessorier (tabell 5).

Texturen är lepidoblastisk, men lokalt finns partier med blastosammitisk textur. Huvuddelen av bergarterna motsvarar semipeliter. De fragmentrika delarna har en subgråvackeartad textur (Pettijohn 1957). De finkorniga tunna banden är pelitiska. Fragmentförande horisonter kan raskt växla med mera jämnkorniga.

Glimmerkvartsit

Den norra delen av sedimentstråket består av glimmerkvartsit. Endast ett fåtal hällar har påträffats. Vid lokalen 860 meter NO Björkö anstår mellangrå till mörkt mellangrå, fragmentförande bergarter av subgråvackeartad karaktär. Fragmenten består av något rundade knappt mm-stora kvarts- och fältspatfragment samt något större bergartsfragment. Inga sedimentstrukturer har observerats. En foliation stryker i N70V

med en vertikal stupning.

I slip uppvisar bergarten en fragmentartad, inhomogen subgråvacke-artad textur. Fragmenten (1,2 mm) ligger relativt tätt. Formen av dessa är varierande från något kantiga till något runda. Bergartsfragmenten domineras av sura vulkaniska bergarter, bestående av en mer eller mindre starkt omkristalliserad massa av kvarts och fältspat med en xeno- till granoblastisk textur. En varierande mängd av sericit och malmmineral förekommer. Några har stora, starkt korroderade plagio-klasströkorn. Kvartsrika fragment har identifierats som kvartsitfragment. Dessa är vanligen omkristalliserade med en xeno- till granoblastisk massa. Ett fragment kan motsvara en finkornig plutonisk bergart. Kristallerna är i detta fragment större än i de andra fragmenten och består av kvarts och plagioklas.

Grundmassan mellan fragmenten är starkt ojämnkornig och inhomogen (0,03 - 0,2 mm). Huvudmineral är kvarts, glimmer och klorit. Kvarts-kristallerna är något utdragna i foliationsriktningen och bildar en granoblastisk utdragen textur (Spry 1969). Ett flertal partier har dock en granoblastisk polygonal textur. Kloriten är delvis omvandlingsprodukt utav biotit. Accessoriskt finns zirkon, granat, fluspat samt malmmineral. I södra delen av stråket (860 meter OSO Björkö) är bergarten vanligen mera jämnkornig. Den norra hällen visar här en bandning i N60V70S med en dåligt utbildad korsskiktning. Det grövre materialet är ojämnkornigt och innehåller större kristaller av blåaktig kvarts.

Lagringen är bättre utbildad i den södra hällen. Bergarten består av omväxlande tunna pelitiska och mäktigare semipelitiska lager. En viss "grading" kan observeras. Strukturer som tyder på "load-casts" är dåligt utbildade. Sedimentstrukturerna kan med en viss försiktighet tolkas som att lagren blir yngre mot söder.

En välutbildad S_2 -foliation finns i de pelitiska lagren (fig 32f).

I slip visar de något grövre semipelitiska lagren en biotit- och muskovitrik massa, i vilken rikligt med kvarts ligger. Muskoviten bildar relativt välutbildade listformiga kristaller utsträckta i foliationsriktningen ($n'-n''$ 0,033-0,042). Även biotiten är subparallell med foliationen (X svagt blekgul, Y=Z olivgrön till brunt olivgrön). Kvartsen har vuxit sekundärt och bildar ofta något oregelbundna kristaller. Kornstorleken varierar från 0,04 - 0,13 (maximalt 0,3 mm) (tabell 5).

De pelitiska inlagringarna visar en inhomogen karaktär. Muskovit

(n'-n" 0,031-0,035) är huvudmineral och bildar en sammanhängande massa, i vilken ligger strödda kvarts- och fältspatkristaller. Kornstorleken i massan varierar mellan 0,04 och 0,12 mm. Biotit ingår i mindre mängd och har ett liknande uppträdande som i de grövre lagren. Accessoriskt förekommer apatit, zirkon, turmalin, titanit och malmineral.

Konglomerat med inlagringar av arkosartade lager

Vid karteringen pågick grävningar SO Björkö samt söderut längs vägen mot Sälleryd. Ett flertal hållar kom i dagen, vilka numera är över-täckta.

Bergarten är starkt varierande från rikligt fragmentförande till fin-klastiska ej så fragmentrika partier. Konglomeratiska typer är väl-utbildade bl a 720 meter SO Björkö. Rikligt med bollar ligger i en finkornig, ljusgrå grundmassa. Storleken av bollarna varierar från några cm upp till ca 10 cm. Bollarna är starkt utdragna i foliations-riktningen. Förhållandet mellan längd och bredd är cirka 6:1 parallellt med foliationsriktningen. Bollmaterialet består till övervägande delen av ljusa vulkaniska bergarter. I underordnad mängd ingår sedimentära och plutoniska bergarter samt kristallfenoklaster.

Fragmentens former varierar från välrundade till något rundade.

I konglomeratet består massan mellan bollarna i huvudsak av kvarts och sericit. Kvartsen är ojämnkornig och bildar lokalt aggregat.

Fältspat ingår i mindre mängd medan apatit, turmalin, biotit, zirkon och klorit är accessoriska. Kvartsaggregatens begränsningar mot matrix kan var diffusa. I aggregaten kan även ingå fältspat liksom en varierande mängd klorit. Aggregaten får då likheter med bergartsfragment. I konglomeratet finns rikligt med inlagringar, vilka kan betecknas som arkosartade. De har en ljusgrå finkornig grundmassa, i vilken finns spridda mindre fenoklaster av bergarts- och kristallfragment. Övergången mellan matrix och klast kan ibland vara svår att avgöra. Bergartsfragmenten består av liknande typer som i konglomeratet. Kalifältspat ingår dock i större mängd i de arkosartade partierna.

De arkosartade partierna visar i slip en finkornig grundmassa, i vilken finns spridda bergartsfragment, kvarts- och fältspatfenoklaster (foto nr 18, tabell 5). En betydande del av fragmenten består av kvartsaggregat.

I dessa aggregat visar kvartsen starkt oregelbundna begränsningar. Övergången mot matrix kan vara diffus. Isolerade större kvartskrystaller förekommer. Ett flertal kalifältspatkristaller, både av pertitisk mikroklin och mikroklin, utgör kristallfenoklaster.

Bergartsfragmenten består i huvudsak av sura vulkaniska bergarter. Ett finkornigt fragment är sammansatt av kvarts och mikroklin med en xenomorf granulär textur. Detta motsvarar troligen en sur plutonisk bergart.

Matrix i de arkosartade partierna har en svag granoblastisk, lokalt klastisk textur. Grundmassan är sammansatt av fältspat och något utdragen kvarts. Mängden kalifältspat är betydande. Massan är relativt ojämnkornig med stora variationer i kornstorlek (0,03 - 0,15 mm).

I underordnad mängd finns klorit och glimmer.

Mikroskopisk beskrivning av ett antal konglomeratbollar

Vulkaniska bergarter

Ljus mycket tät boll

Under mikroskopet visar bergarten en felsitisk mikrokristallinisk massa av kvarts och fältspat. Stora delar av fältspaten utgöres av kalifältspat. Grundmassan är relativt ojämnkornig med aggregat av grövre kvarts. En starkt poikilitisk plagioklaskristall uppträder som ströckorn. Mängden mörka mineral är liten och består av strödda biotitkristaller samt malmmineral.

Mörkt brungrå tät boll

I en mikrokristallinisk massa av kvarts och fältspat ligger ett fåtal pseudomorfoser efter plagioklasströckorn. Kalifältspat ingår i betydande mängd. Matrix är mera jämnkornigt än i förra bollen. Mängden mörka mineral är mycket liten och består av malmmineral, titanit och ett fåtal biotitkristaller. Ett grövre kristalliniskt parti, som innehåller rikligt med malmmineral samt plagioklas, kan vara ett starkt omvandlat fragment.

Ljus tät boll

Bollen består av en starkt xenoblastisk, felsitisk massa av plagioklas

och kvarts med fåtal poikilitiska plagioklasströkorn. Matrix är ojämnkornigt. Stora kristaller av kvarts är troligen sekundärt bildade. Sericit utgör omvandlingsprodukt. Accessoriskt förekommer strödda malmmineral.

Sedimentära bergarter

Subgråvackeartad boll

Bollen är starkt tektoniserad och omvandlad. I en finkornig massa ligger relativt spridda fenoklaster av kvarts och fältspat. Kristallerna är vanligen något fragmentartade, men några visar en subhedral till euhedral form. Plagioklas är dominerande fältspat. Tvillingar följer albit- och Karlsbadlagarna. Mellanmassan består av kvarts, muskovit, och sericit med en xenoblastisk ojämnkornig textur. Kvartskornen omges ofta av malmstoff. Accessoriskt finns malmmineral, zirkon, titanit och leukoxen.

Fyllitisk boll

De fyllitiska bollarna är finkorniga till täta med en grå till grå-svart färg. I slip uppvisar de en lepidoblastisk textur, i huvudsak bestående av klorit, biotit samt utdragen kvarts. Kornstorleken varierar mellan 0,02 - 0,1 mm. Kvartsen synes till stor del vara sekundärt tillväxt. Malmmineral ingår i varierande mängd, oftast rikligt. En markerad foliation löper genom bollarna. Veckade något grövre band, som består av kvarts och biotit, kan utgöra en relik lagring.

Kvartsitartad boll

Bollarna består av finkornig granoblastisk kvarts. Sericit kan ingå i underordnad mängd.

Kvarts-glimmerfyllit

Bergarterna söder om konglomeratet är i huvudsak fyllitiska. Glimmerskifferliknande typer finns lokalt. Makroskopiskt visar bergarterna likheter med de, som finns norr om konglomeratet. En bandning kan lokalt förekomma, men är ofta svår att upptäcka. De grovklastiska lagren

är vanligen något mäktigare än de finklastiska. De förra lagren har en subgråvackeartad karaktär.

Vid hällen, 280 meter N Sälleryd, är bergarten bandad med tunna, pelitiska lager mellanlagrande mäktigare grovklastiska, markant ojämknorniga och fragmentförande lager. "Grading" är dåligt utbildad och visar att lagren troligen är yngre mot söder. De grovklastiska lagren visar i slip en inhomogen och ojämknornig textur. Fenoklaster av kvarts (0,4 mm) och fältspat (0,4 mm) ligger i en massa (0,04 - 0,12 mm) av kvarts, biotit och muskovit samt i underordnad mängd fältspat. Ett fåtal bergartsfragment ingår. Dessa är relativt små och svåra att identifiera, då de är starkt omvandlade. Troligen representerar de finkorniga sura plutoniska bergarter. Ett fragment har kvartsströkor i en mikrokristallinisk massa av kvarts och fältspat.

Plagioklas och mikroklin förekommer som starkt korroderade och sericitiserade fenoklaster. Mikroklinen har välutbildade tvillingar.

I mellanmassan bildar muskoviten en sammanhängande massa, ofta ansamlad till band. Mellan dessa finns tätt liggande kvartskristaller. Aggregatliknande bildningar kan därvid bildas av kvartsen. Kvartsen är utdragen i foliationsriktningen. Accessoriskt förekommer apatit, zirkon och turmalin. Malmmineral förekommer rikligt i vissa horisonter. De finkornigare pelitiska lagren är jämnkorniga och består av samma mineral, som förekommer i de grövre. I en massa av glimmermineral ligger strödda kvartskristaller. Kornstorleken varierar mellan 0,01 - 0,1 mm. Brun biotit bildar markerade band.

Vid lokalen, 250 meter NV Sälleryd, har bergarten en glimmerskifferkaraktär. Den är veckad och genomsatt av en boudinerad grönsten. I slip visar sedimentet en jämnkornig (0,07 mm) textur, i vilken biotit bildar små pretektoniska porfyroblaster.

Glimmerskiffer

I fast klyft har bergarten påträffats 600 meter OSO Sälleryd, men förekommer även i block i södra delen av undersökningsområdet.

Glimmerskiffern är finkornig, jämnkornig med en ljusgrå till mörkgrå färg. Starkt omvandlade porfyroblaster av andalusit och cordierit (1 cm) förekommer rikligt. De ligger ofta intill varandra och i en del fall bildar andalusiten en mer eller mindre tydlig kärna omgiven av cordierit.

Även granat, biotit och klorit uppträder som porfyroblaster. Dessa kristaller är dock endast mm-stora.

Stolpe (1892) har observerat "vårtlika upphöjningar" i bergarten mellan Sälleryd och Elmhult i Björkö socken. De "vårtlika upphöjningarna" bör motsvara nämnda porfyroblaster.

En stark foliation (S_2) löper i O-V med vertikal stupning genom hällen. I block har samma porfyroblastiska bergart återfunnits med bevarad lagring och med en överskärande foliation (foto nr 19).

I slip visar bergarten en jämnkornig lepidoblastisk textur. Dominerande mineral är kvarts och muskovit. Den något listformiga muskoviten bildar en sammanhängande massa, i vilken kvartsen är starkt utdragen i foliationsriktningen (tabell 5).

Cordieriten är starkt nedbruten. I de bäst bevarade partierna är kristallerna poikiloblastiska innehållande kvartskristaller, medan de starkt nedbrutna kristallerna innehåller muskovit, sericit, biotit och kvarts med endast små cordieritresten kvar. De starkt nedbrutna cordieritkristallerna har likheter med grundmassans sammansättning, men är vanligen identifierbara genom att orienteringen av nedbrytningsmineralen har en annorlunda riktning i förhållande till bergartens foliation.

Även andalusitporfyroblasterna är starkt nedbrutna. Kristallformen är ofta oval och utsträckt i foliationsriktningen. Rikligt med poikiloblastisk kvarts finns i kristallerna. Andalusiten är svagt gröngrå med en låg dubbelbrytning ($n' - n''$ 0,012). Spaltningen är dåligt utbildad (foto nr 20). Biotit, klorit, muskovit och granat har vuxit över kristallerna.

Biotitporfyroblaster (X blekt brun, Y=Z mörkt brun) är pretektoniska, medan granaten är syntektonisk och posttektonisk till bergartens foliation. Granaten är en pyralspit och svagt zonerad (tabell 10; Deer m fl 1962). Kloritporfyroblasterna har en idioblastisk kristallform. I mineralet finns relikta delar av bergartens matrix. Mineralet är svagt grönfärgat med en markerad pleokroism (X färglös, Y svagt grön). Accessoriskt förekommer malmmineral, turmalin och zirkon.

Sur vulkanit

Sura vulkaniter finns i stråkets nordöstra del, strax SV Tjunnaryd. Bergarterna är täta, ojämnkorniga och kan lokalt bli starkt inhomogena,



Foto nr 19 Glimmerskiffer med omvandlade andalusit- och kordieritporfyroblaster. Lagring (S_0) och en foliation (S_2) är markerade. Block 750 m OSO Sälleryd.

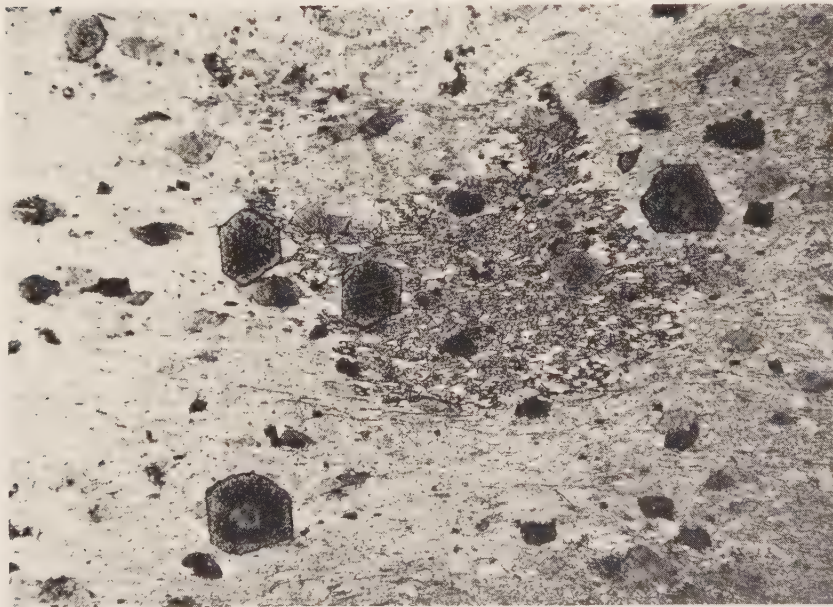


Foto nr 20 Glimmerskiffer med en pre-tektionisk andalusitporfyroblast samt syn- och post-tektionisk granat. Grundmassan består av kvarts, muskovit och biotit. 750 m SS0 Sälleryd. 1 nic. 20x.

flammiga och fragmentartade. Färgen varierar starkt från grå till nästan svart över grågrön, gulbrun till rödbrun. Fluidalbandad utbildning återfinns strax utanför området ca 600 meter SO Tjunnaryd. Här finns även mera basiska vulkaniter.

Berggrunden är starkt tektoniserad. Starkt kataklastiskt breccierade bergarter finns. Foliationen i bergarterna varierar mellan N55V - N70V med en brant stupning.

Mikroskopiskt visar den sura vulkaniten en starkt inhomogen omkristalliserad massa. Fragmentartade partier ligger i ett mikro- till kryptokristalliniskt matrix av kvarts, fältspat och sericit. Formen av dessa partier är oregelbunden till oval. Fragment består i huvudsak av kvartsaggregat ofta tillsammans med xenoblastisk kalifältspat. Korngränserna är starkt ojämna av "suture"-typ (Spry 1969). I starkt underordnad mängd ingår titanit och sericit. Malmmineral, titanit, kalcit och turmalin är accessorier.

Sedimentbergarter utanför undersökningsområdet

Några lokaler har undersökts utanför undersökningsområdet, för att försöka få klarhet i sedimentens stratigrafi och struktur. Fig 1 visar de lokaler som besökts. Sedimenten har en ostlig fortsättning utanför undersökningsområdet.

Lokalen, 2,5 km NO Karstorp (fig 1) uppvisar en tät, mörkt och starkt tektoniserad bergart. Den är något fragmentartad. Bergarten visar likheter med de breccierade och mylonitiserade bergarterna, som finns SV Tjunnaryd. Lokaler, 1,5 till 2 km ONO Karstorp, innehåller bandade sedimentära bergarter av glimmerkvartsitisk-fyllitisk karaktär. I de södra hållarna förekommer inlagringar av amfibolrika lager.

Ett plutoniskt massiv uppbygger berggrunden strax S och SO Karstorp. Både basiska och sura bergarter finns. De kan vara en fortsättning av gnejs-granitstråket, som anstår SO Karstorp.

Sedimenten i den södra delen av stråket innehåller rikligt med inblandningar av basiska vulkaniska bergarter. En växellagring mellan sediment och vulkaniter är vanlig. Instruktiva hållar finns bl a vid Stigaskäl, 3 km VSV Karstorp. Här finns välbandade finkorniga sediment i växellagring med band, bankar eller sliror av starkt amfibolförande material, troligen av tuff/tuffitiskt ursprung. Bergarterna är veckade i täta veck och en foliation (S_2) stryker i N70V med en vertikal stupning.

Migmatitiserade sedimentbergarter

En zon av migmatitiserade sediment ligger i anslutning till den megakristförande granodioritens östra och sydöstra kontakt mot sedimentbergarterna. Migmatitiserade sediment finns på södra delen av Stora Kalvö, Ljusholmsön, halvön 1 km NO Djurseryd samt Djuvnäsklint (1,6 km ONO Djurseryd). Ett mera sammanhängande stråk av migmatitiserade sediment anstår på Djuvanäsklints östra sida (2 km ONO Djurseryd). I övrigt uppträder de migmatitiserade sedimenten som mer eller mindre sammanhängande brottstycken i den megakristförande granodioriten.

I partier, där granodioriten starkt påverkat sedimenten, har migmatitiska strukturer bildats. Dessa har stromatisk till schlieren ibland phlebitisk karaktär (Mehnert 1968).

Bergarten är bandad med grå, ibland något mörkare grå och ljusgrå band. Banden är vanligen tunna (< 15 cm). Tunna sliror av kvarts- och fältspatrikt material kan även utgöra och markera bandningen.

I de flesta fall kan bandningen karakteriseras som en "compositional banding". Litologiskt är de relativt homogena och varierar inom små gränser. Bergarterna består i huvudsak av kvarts-fältspatrika typer, där biotit ingår som väsentligt mineral.

I välbevarade partier är dock bandningen en sedimentär lagring. Finkorniga kvarts-fältspatrika lager växellagrar med finkorniga kvarts-fältspat-biotitrika lager.

På Kråkö (1 km NO Djurseryd) finns två mindre stråk av grönsten. Båda är konkordanta med de migmatitiserade sedimentens bandning. Den södra grönstenen har en bredd av ca 2 meter. Den norra grönstenen, ca 50 meter norr om den förra, är ca 5 meter bred och kan följas knappt 100 meter mot VNV. I denna grönsten finns mandelstrukturer samt fragment. Ett veckat, tunt, starkt utdraget glimmerskifferlager innehållande porfyroblaster finns på västra randen av Djuvanäsklint (1,3 km ONO Djurseryd). Porfyroblasterna, vilka troligen är pseudomorfoser efter pretektonisk andalusit, utgöres av kvarts och fältspat. Lokalt förekommer andalusitresten i pseudomorfoserna. I mellanmassan ingår plagioklas, kvarts, kalifältspat och brun biotit. Muskovit förekommer som posttektoniska porfyroblaster. Nybildad cordierit förekommer i mindre mängd. Tre modalanalyser av migmatitiserade sediment finns i tabell 6. Bergarten är starkt ojämnkornig och har ett betydligt grövre gry än sedimenten. Plagioklasen är subhedral till anhedral. De bildar

vanligen större starkt korroderade kristaller (fenoklaster?). Ibland är kristallerna svagt poikilitiska. An-halten är maximalt 25%, men övervägande delen av de uppmätta kristallerna innehåller omkring 15% An. Ett flertal kristaller är antipertitiska, och några har ersatts av mikroklin. I de svagare deformerade bergarterna är sericitiseringen relativt svag, men blir kraftigare i starkt deformerade delar. Albit-tvillingar är dåligt utbildade. Kalifältspaten är ojämnkornig och består av mikroklin och pertitisk mikroklin. Kristallerna är relativt jämt fördelade, och de flesta har en xenomorf karaktär. De förra bildar något större kristaller. Mikroklinen visar välutbildade tvillingar. Pertiten utgöres av "string" och "flame"-typer (Spry 1969). Kvartsen är starkt ojämnkornig. Större kristaller har xenoblastiskt uppträdande och visar tecken på sekundär tillväxt. Biotiten utgör väsentligt mineral och är subhedral (X blekt gul, Y=Z mörkt olivgrön till brun). Kristallerna ligger spridda och markerar en foliation. I underordnad mängd finns muskovit, medan apatit, epidot, malmmineral, titanit, zirkon och turmalin är accessoriska. Muskoviten bildar vanligen större poikiloblastiska kristaller inneslutande kvarts.

Tabell 5.

Modalanalyser av sedimentära bergarter (vol.-%)

<u>Fragment</u>	1	2	3	4	5	6
Bergartsfragment	-	10	-	-	-	-
Kvartsfragment	-	24	5	-	-	-
Fältspatfragment	-	2	-	-	-	-
<u>Mellanmassa</u>						
Kvarts	43	62	45	20	27	34
Fältspat	12	27	6	9	2	12
Muskovit ¹⁾	33	-	19	65	49	39
Biotit ²⁾	9	11 ³⁾	23	7	21 ⁴⁾	15
Malmmineral	3	4	2	4	+	1

1) Muskovit+sericit

2) Biotit+klorit

3) Glimmer

4) Porfyroblasten av biotit (18%), klorit (2%) och granat (1%).

- 1 Glimmerkvarsit, 860 m OSO Björkö
- 2 Arkosartad bergart, 700 m SSO Björkö
- 3 Kvarts-glimmerfyllit, 280 m NO Sälleryd
- 4 Pelit, 280 m N Sälleryd
- 5 Glimmerskiffer, 600 m OSO Sälleryd
- 6 Kvarts-glimmerfyllit, 250 m NV Sälleryd

Tabell 6.

Modalanalyser av migmatitiserade sedimentbergarter (vol.-%)

<u>Mineral</u>	1	2	3
Kvarts	54	24	26
Plagioklas	20	22	38
Kalifältspat	5	23	21
Antipertit	-	+	1
Biotit	19	22	11
Muskovit	1	6	1
Malmmineral	1	2	1

Analyserna 1 och 2 från Ljusholmsön. Analys 3 från Djuvanäsklint (2 km ONO Djurseryd).



Foto nr 21 Migmatitiserade sediment veckade tillsammans med ögonförande granodiorit. Vecken (f_3) är av "similar" typ. Ljusholmsön.

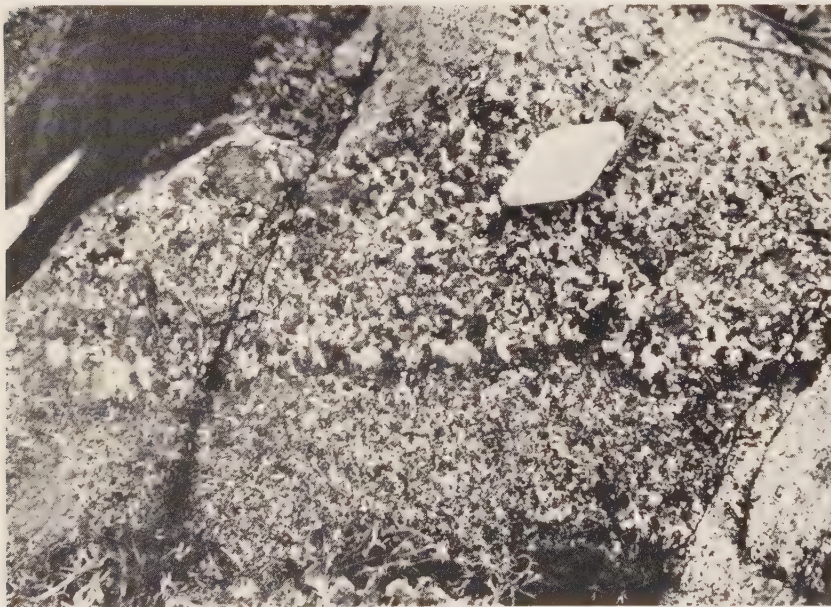
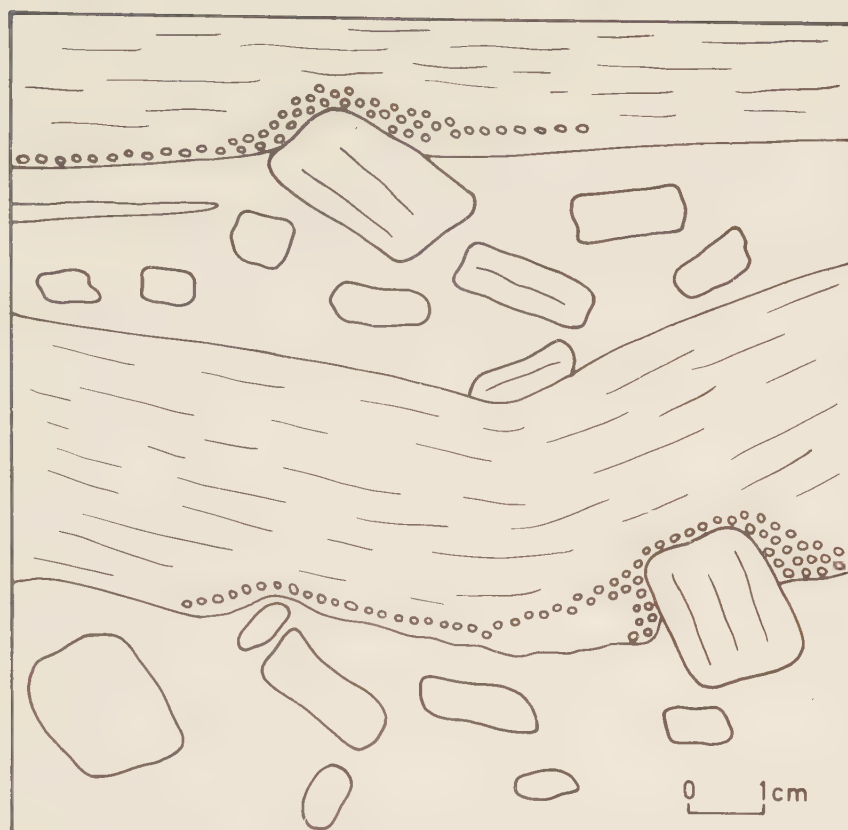


Foto nr 22 Inhomogen gabbro. Kontakt mellan medelkornig och grov gabbro. Centrala delen av gabbromassivet på Stora Kalvö.



-  Migmatitiserade sediment
-  Megakristförande granodioritsliror eller gångar
-  Tunna sliror eller ansamlingar av kalirikt material

Fig. 11 Ljusholmsön

Porfyroblastiska kalifältspatmegakrister i granodioritsliror



Fig. 12a Ljusholmsön

Roterat migmatitiserat
sedimentbrottstycke i porfyro-
blastisk granodiorit

b

f_2 -veck i migmatitiserat sediment
avskuret av porfyroblastisk
granodiorit

PETROGRAFISK BESKRIVNING AV DJUPBERGARTERNA

Uppträdande och kontaktförhållanden

Djupbergarterna bildar en serie från gabbro-diorit-kvartsdiorit till granodiorit (modal klassificering efter Streckeisen 1967). Den kemiska klassificeringen av bergarterna visar att seriens trend är Or-rikare än vad modalanalyserna givit (fig 16).

De norra, nordöstra och östra delarna av undersökningsområdet domineras av ljus kvartsdiorit. Två områden av mörk kvartsdiorit finns i de östra delarna. De södra, sydvästra och västra delarna intages av en granodiorit, vilken är megakristförande. Basiska djupbergarter uppträder företrädesvis inom granodioritens område.

Dioritiska bergarter är i allmänhet belägna i de basiska massivens randområden. Övergångar syns ske successivt mot de grovkornigare gabbroida bergarterna i massivens centrala delar. Massivet på Stora Kalvö visar dock kontakter mellan fint medelkorniga och grovt medelkorniga till grova basiska plutoniter (foto nr 22). Kontakten mellan dem är oregelbunden och svår att följa. I kontaktzonen har ofta amfibolmineral kristalliserat. Ibland uppträder de grovkorniga bergarterna med band- eller linsliknande former. Någon åldersrelation mellan bergarterna har inte kunnat fastställas.

De basiska plutoniternas kontakter mot ytbergarterna är inte blottade, men ett brottstycke av ett migmatitiserat sediment finns i gabbbron vid Djurseryd.

Mot granodioriten har de basiska djupbergarterna ett flertal kontakter bl a 280 meter N Stora Kalvö och 700 meter VNV Nömmen. Alla kontakterna visar, att granodioriten genomsätter och breccierar de basiska plutoniterna (foto nr 23).

På Stora Kalvö finns en kontakt mellan en starkt folierad grå granodiorit och en finkornig diorit, vilken är randfacies till det basiska djupbergartsmassivet på ön. Granodioriten är starkt megakristförande fram till cirka 1,5 meter från kontakten. Närmare kontakten blir megakristerna mindre och gryet i granodioriten finare. Foliationen syns vara mer eller mindre parallell med kontakten. Kontakten är något diffus, och bergarterna visar en svag successiv övergång, men granodioriten är tydligt yngre. Dioriten är genomsatt av ett flertal grano-

dioritiska megakristförande gångar och sliror (fig 14a och b). Dioritbrottstyckena har en svag foliation subparallell med foliationen i granodioriten.

Vid Djuvanäsklint (700 meter ONO Djurseryd) finns ett mindre område med granit. Den visar skarpa kontakter mot granodioriten.

Mot de migmatitiserade sedimentbergarterna uppträder granodioriten dels med diskordanta dels med konkordanta kontakter. De migmatitiserade sedimenten ligger som större brottstycken i granodioriten och bandningens strykning är kontinuerligt följbär inom hela migmatitzonen. Endast på Ljusholmsön har ett roterat fragment iakttagits (fig 12a). Sedimentbrottstyckena har en brant stupning, och intrusionen har skett längs en äldre foliationsriktning (S_1 och S_2) (jmf Speedyman 1971). "Lit-par-lit"-liknande strukturer har bildats (foto nr 21). Granodioritens kontakt mot sedimenten är skarp. Intill kontakten i de migmatitiserade sedimenten finns ofta tunna sliror av kalirikt material.

Granodioriten har ett övervägande para-autoktont uppträdande mot de migmatitiserade sedimenten (Hutchison 1970). Para-autoktona plutoniter kan vara homogena men även starkt folierade. I de senare partierna är bergarten heterogen, innehållande migmatiter och olika typer av djupbergarter. Kontakten mot migmatiterna är både diskordant och konkordant (Hutchison 1970).

Inom den ljusa kvartsdioriten har endast en skarp kontakt iakttagits, nämligen mellan en ljusgrå till grå, medelkornig kvartsdiorit och en grå, grovkornig kvartsdiorit. Den förra övergår i en finkornig, gråvit 7 - 8 cm bred randfacies, som visar en skarp kontakt mot den grövre kvartsdioriten. Kontakten finns i en vägsränning 2,3 km SO Stensjön. Vanligen är övergångarna successiva mellan olika bergartsled. Kvartsdioritens kontakt mot de vulkaniska ytbergarterna kan observeras på ett flertal lokaler bl a 700 meter NNV Munkholmen, på halvön 1,4 km NV Munkholmen och 440 meter N Stora Lerö. Kontakten är enkel och skarp. Kvartsdioriten har intruderat ytbergarterna med maximalt 3 meter breda gångar, och ytbergarterna förekommer som brottstycken i kvartsdioriten. Djupbergarten är folierad i kontaktzonen. Kontakten mellan mörk och ljus kvartsdiorit är inte blottad. Den ljusa kvartsdioriten har ett alloktont uppträdande mot de

vulkaniska ytbergarterna. Alloktona intrusioner karakteriseras av mindre massiv med diskordanta kontakter. Foliationen i bergarten är svag eller saknas (Hutchison 1970).

Inneslutningar av främmande bergarter förekommer allmänt i de olika djupbergarterna. I granodioriten finns brottstycken av både basiska djupbergarter, migmatitiserade sediment samt finkorniga, ljusgrå, granitiska bergarter, vilka troligen är starkt omkristalliserade sediment. På den västra stranden av Ljusholmsön finns ett ca 1 meter långt, något kantigt grönstensfragment. Granodioritens foliation böjer runt fragmentet. Detta är en medelkornig gabbroid bergart, i vilken finns en foliation, som är diskordant mot granodioritens foliation. En reaktionsbård är utbildad runt fragmentet.

I kvartsdioriten finns, förutom dioritiska brottstycken, finkorniga basiska vulkaniter samt ljusgrå till mörkgrå porfyritiska bergarter. De senare är brottstycken av intermediära till sura vulkaniter. Dessa har strökor av kvarts och fältspat. De dioritiska brottstyckena kan ha en rundad form. De visar i allmänhet skarp kontakt mot kvartsdioriten, men kan även vara starkt assimilerade.

Basiska djupbergarter

Två större massiv med basisk sammansättning finns i undersökningsområdet. Det ena är beläget i den södra delen, och utgör den nordliga delen av ett större massiv, vilket sträcker sig närmare 10 km söder om undersökningsområdet. Detta massiv har geokemiskt undersökts av Lundegårdh (1950). Provtagningen för den undersökningen har dock gjorts i massivets södra del. Det andra massivet finns i undersökningsområdets norra del. Detta massiv har en mindre utsträckning mot norr.

Inom granodioritens område, i södra delen av undersökningsområdet, kan några av de mindre basiska massiven vara sammanhängande. Ett nordligt täcker Björkö (1 km SSO Ravelsrydsnäs) och sammanhänger troligen med massivet på fastlandet V Björkö. Ett andra mindre massiv är utbildat på Stora Kalvö och ett tredje finns 1 km V Stora Kalvö.

De undersökta proven kommer från Stora Kalvö. Gabbbron domineras av plagioklas, som uppträder med subhedrala till euhedrala kristaller. Lokalt finns en doleritisk textur. Omvandlingar, i form av sericitisering och brunpigmentering, är koncentrerade till kristallernas kärnområden. De större plagioklaskristallerna kan vara zonerade.

Tvillingar efter albit- och periklinlagarna dominerar. Mera sällan förekommer Karlsbadtyp. An-halten i plagioklasen är 53%. Amfibol och biotit är väsentliga mineral, medan klorit finns i underordnad mängd (tabell 7). Biotiten uppträder med stora ofta sammanhängande kristaller, vilka ligger i anslutning till amfibolen (X blekt brun, Y=Z brun till ljusbrun; $n'-n''$ 0,051-0,060). Mineralet är kloritiserat. Amfibolen motsvarar hornblände, uralitiskt hornblände samt tremolit. Hornbländet är subhedralt och något trådigt med en stark pleokroism (X ljus gul, Y gulgrön, Z gulgrön; $2V_X$ 62-65°). I kristallerna har spaltplanen 001 och 100 rikligt med inneslutningar av malmineral samt lokalt även en brunfärgad malmsubstans. Inneslutningarna uppträder företrädesvis inom kristallernas kärnområden (foto nr 24). Ett flertal hornbländekristaller har en bård runt kärnan. Denna bård saknar både spaltplan och inneslutningar. Bården utgöres av trådiga gröna massor och motsvarar uralitiskt hornblände.

Pleokroismen är svag eller saknas (X färglös till svagt gul, Y ljus grön, Z ljus grön till ljus blågrön; $2V_X$ 70-74°).

Tremoliten är omvandlingsprodukt och uppträder med färglösa oregelbundna fläckar i hornbländekristallerna. Pleokroism saknas eller är mycket svag. I samma kristaller är dubbelbrytningen alltid högre i tremoliten än i hornbländet. Följande värden är uppmätta:

Hornblände	Tremolit
0,022	0,027
0,020	0,025

Både tremolit och hornblände har α_Z 17-20°. En kloritisering har drabbat amfibolen. I underordnad mängd finns uralit. Accessoriskt ingår malmineral, titanit, apatit, kalcit och klorit.

Den undersökta dioriten utgör randfacies till gabbbron beskriven ovan. Bergarten är medelkornig till fint medelkornig med en mörkgrå färg. Oregelbundna grövre sliror och körtlar av intermediär sammansättning i dioriten kan uppfattas som sent kristalliserade restlösningar. Eichstädt (1887) benämnde dessa "schlieren".

Bergarten domineras av hypidiomorf plagioklas (An 45). Kvarts är väsentligt mineral (tabell 7). Kristallerna är xenomorfa och ligger ojämnt fördelade i bergarten. De femiska mineralen är av likartad typ som i gabbbron. Biotit förekommer i något större mängd än i gabbbron.

Hornbländet har $2V_X$ $62-65^\circ$. I underordnad mängd finns malmmineral och kalifältspat, medan titanit, leukoxen, apatit, kalcit och klorit är accessorier.

I det norra gabbro- och dioritmassivet bildar plagioklasen stora, idiomorfa, gråvita kristaller mellan vilka mörkgröna femiska mineral är kristalliserade. Plagioklasen är ofta fluidalt ordnad. Finkorniga massformiga grönstenar och amfibolrika sliror är inneslutna i bergarten. En amfibolbård ligger ofta i kontaktzonen mellan de finkorniga grönstensinneslutningarna och gabbbron. Bården är inte alltid utbildad längs hela kontakten.

Plagioklasen (An 58) i gabbbron är idiomorf till hypidiomorf ofta med oregelbundna begränsningar. Kristallerna är starkt omvandlade till sericit, epidot, kalcit och biotit. En zonering av kristallerna förekommer. Tvillingar efter albitlagen dominerar, men lokalt finns även Karlsbadtvillingar.

De femiska mineralen består av amfibol, biotit, klorit och malmmineral. Brunaktigt hornblände (X rostbrun, Y ljusbrun, Z brun; $n'-n''$ 0,020 - 0,025; $c\wedge Z$ $10-17^\circ$; $2V_X$ $70-75^\circ$) bildar nedbrutna större prismatiska kristaller ofta med poikilitisk textur innehållande apatit samt gröna omvandlingsprodukter. Eichstädt (1887) ansåg det bruna hornbländet vara primärt. Som omvandlingsprodukter finns gröna mineral bestående av klorit, tremolit och biotit. Kloriten är dominerande omvandlingsmineral. Den består av pennin och proklorit i aggregat med små fjälliga kristaller. Tremoliten uppträder dels inne i hornbländekristallerna dels i en omvandlingszon omkring hornbländet. Utsläckningen ($c\wedge Z$) är densamma som för det bruna hornbländet. I omvandlingsaggregaten ingår dessutom malmmineral, titanit, leukoxen, kalcit och epidot.

I dioriten är plagioklasen mera ojämnkornig än i gabbbron. Starkt zonerade, större, subhedrala kristaller förekommer tillsammans med mindre, idiomorfa, albittvillingrika fältspater. Plagioklasen är ej så starkt omvandlad. Albit- och Karlsbadtvillingar är dominerande tvillingtyper. Kvarts förekommer med xenomorfa kristaller. I dioriten är de femiska mineralen starkt omvandlade. Amfibolen, uralitiskt hornblände, är starkt nedbruten till aggregat av biotit, tremolit samt klorit. Brun biotit är dominerande omvandlingsprodukt (X svagt brungul, Y=Z mörkt brun; $n'-n''$ 0,050-0,060). Kloriten består till övervägande delen

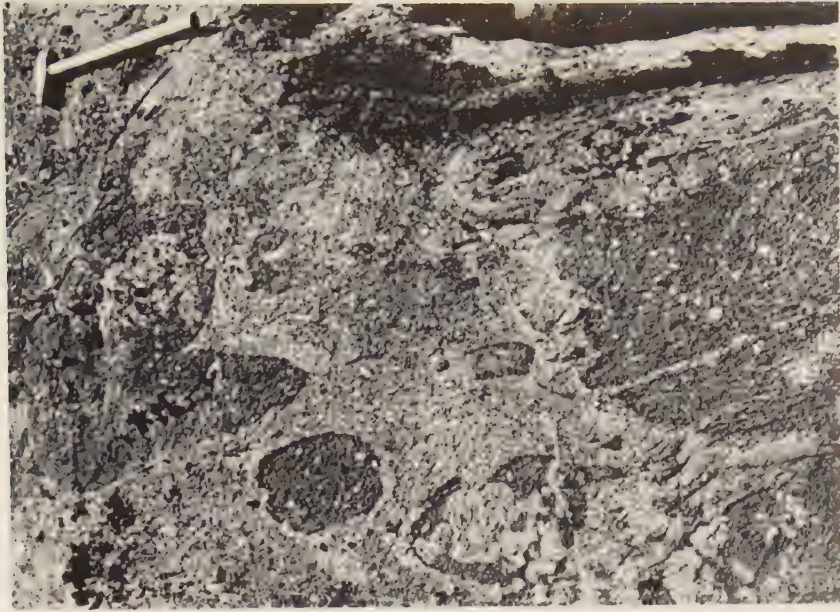


Foto nr 23 Kontakten mellan Ögnaförande granodiorit och diorit. 300 m SO Ljusnolmen.



Foto nr 24 Gabbro. Amphibolen är zonerad med en malmrik kärna omgiven av uralit och uralitiskt hornblände. Stora Kalvö. Fors. ric. 20x.

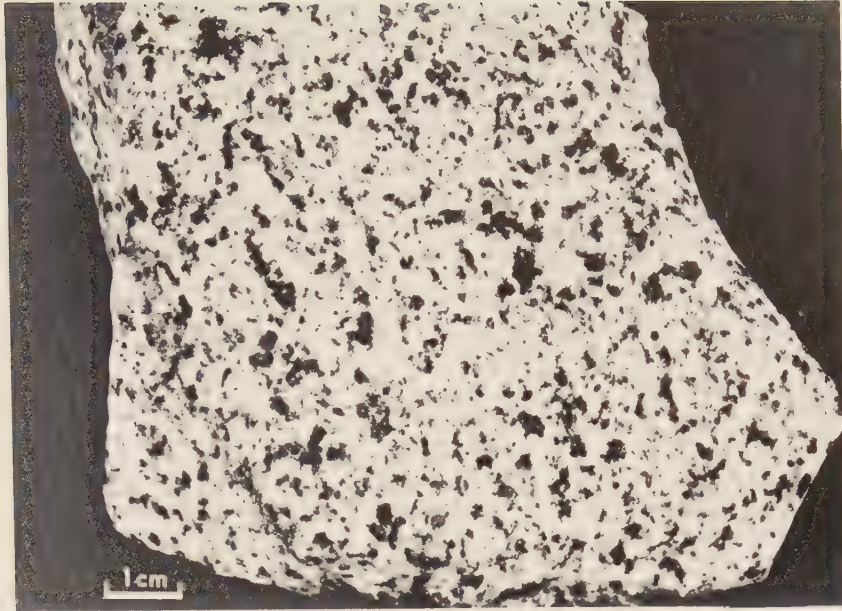


Foto nr 25 Ljus kvartsdiorit. 800 m OSO Stensjön.



Foto nr 26 Mylonitgnejs. Kataklastiskt tektoniserad
ögonförande granodiorit. Båtö, 1,1 km
SV Högö.

av proklorit. Accessoriskt finns apatit, malm- och epidotmineral.

Mörk kvartsdiorit finns i två massiv i östra delen av undersökningsområdet. I massivet N Tjunnaryd är bergarten heterogent sammansatt. Massivets norra delar är sammansatta av en mörkgrå, fint medelkornig kvartsdiorit, medan den i de södra och centrala delarna har ett "spräckligt" inhomogent utseende, med ett medelkornigt till grovt medelkornigt gry. Blåaktig kvarts förekommer ganska rikligt. Bergarten är vanligen kataklastiskt påverkad i de södra delarna, och en markerad foliation är utbildad. Anhopningar av biotitrikt material samt körtlar av kvarts och fältspat förekommer allmänt.

Bergarten är svagt porfyritisk. Större plagioklaskristaller ligger i en jämnkornig, subhedral, granulär grundmassa. Denna domineras av plagioklas och kvarts. Plagioklasen (An 35) är subhedral och omvandlad genom sericitisering och epidotisering. En ljusare bård av sur plagioklas förekommer runt de större plagioklaskristallerna. Zonering förekommer lokalt. Kvartsen uppträder med xenomorfa kristaller. Den kan bilda myrmekitiska sammanväxningar med plagioklasen. Biotiten är dominerande femiskt mineral (X ljust gul, Y=Z brunt olivgrön; $n'-n''$ 0,043-0,052). Den är kloritiserad. Pennin uppträder som väsentligt mineral. I underordnad mängd finns myrmekit, kalcit och malmmineral, medan epidot, apatit, titanit, ortit, muskovit, turmalin och zirkon är accessoriska. Foliationen är markerad genom en orientering av biotiten, vilken även är deformerad och visar "kink bands".

Intermediära djupbergarter

Ljus kvartsdiorit utgör den dominerande bergarten i områdets norra, nordöstra och östra delar. I underordnad mängd finns andra varianter, av vilka en grå, medelkornig typ upptar mindre spridda partier.

Den ljusa kvartsdioriten har regionalt en relativt homogen sammansättning (tabell 7). Bergarten är medelkornig och jämnkornig och i huvudsak sammansatt av vit till ljusgrön plagioklas samt kvarts. Biotit är dominerande femiskt mineral, vilket oftast utgör mindre än 15% av bergarten (foto nr 25). Den stora mängden plagioklas och kvarts ger bergarten en trondhjemitisk karaktär (Hietanen 1943).

Sporadiskt har den porfyrisk utbildning och för då större plagioklasströkorn. Lokalt finns grovt medelkorniga och finkorniga varianter.

Finkorniga kvartsdioriter anträffas vanligen i mindre massiv. Ett större finns dock 2,3 km NO Björkö.

Vid tektonisering erhåller kvartsdioriten en gråaktigt matt färg. Vid stark förskiffring övergår bergarten i en tät, brungrå massa, i vilken knappt mm-stora kvartskristaller är iakttagbara.

Mikroskopiskt visar bergarten en hypidiomorf textur, bestående av ojämnstora plagioklaskristaller (An 29), kvarts samt en varierande mängd biotit och kalifältspat. Plagioklasen är något spridd eller sammanhängande i aggregat. Vanligen är kristallerna zonerade och maximalt har 19 zoner iakttagits. Kristallernas kärnor är starkt omvandlade genom epidotisering, sericitisering samt brunpigmentering. En ljus omvandlingsfri zon av sur plagioklas omger ofta kristallerna. Albit- och Karlsbadtvillingar är enda tvillingtyper.

Kvartsen är xenomorf och bildar i allmänhet stora sammanhängande kristaller, vilka innesluter både plagioklas och kalifältspat. Kalifältspaten är även den xenomorf inneslutande plagioklas. Kalifältspaten förekommer dels som mikroklin dels som pertitisk mikroklin. Mikroklinen består vanligen av små anhedrala kristaller, medan pertiten uppträder med stora sammanhängande korn. Pertiten är nästan uteslutande av "band"- eller "ribbon"-typer (Spry 1969). Biotiten uppträder som större isolerade kristaller, men även i aggregat tillsammans med klorit, epidot och kvarts. Aggregaten kan vara pseudomorfoser efter hornblände. Biotitens pleokroism är stark (X ljust gul, Y=Z rostbrun). Inneslutningar förekommer av zirkon och apatit. I underordnad mängd finns klorit medan malmineral, titanit, leukoxen, epidot, kalcit och ortit är accessoriska.

Grå medelkornig kvartsdiorit finns företrädesvis inom två mera heterogent sammansatta områden inom den ljusa kvartsdioriten. Ett större område SO Skärvingen, begränsas i SV av NO-delen av Nömmen och i O och S av Solgenån. Ett mindre parti finns 700 meter S Stensjön. Den grå kvartsdioriten har en liknande mineralogi som den ljusa. Plagioklasen är hypidiomorf, och kraftigare omvandlad än i den ljusa kvartsdioriten genom sericitisering och kalcitisering. Omvandlingarna har drabbat hela kristallerna och är ojämnt fördelade i bergarten. Kvartsen är xenomorf. Mörka mineral är olivgrön biotit samt klorit. Accessoriskt finns titanit, malmineral, zirkon, apatit och epidot.

Granodioriten har sin utbredning inom områdets södra, sydvästra och

västra delar. Bergarten är medelkornig med en ljusgrå till mellangrå färg, men lokalt grov och då ofta rödgrå. Variationen i färg, gry och struktur är stor. Undantagslöst förekommer mer eller mindre väl-avgränsade megakrister. Mängden varierar från 10 - 15% till 60 - 70%. Välutbildade megakrister har en subhedral till euhedral form och når en maximal längd av 3,5 cm. De har en ljusröd till röd, sällan gråvit färg och består av kalifältspat. Mindre välutbildade megakrister har en diffus begränsning mot grundmassan. De senare megakristerna har en oregelbunden till något rund form. Färgen är vanligen gråvit med en betydligt mindre storlek än kalifältspatmegakristerna.

Vanligen finns en foliation utbildad, men i starkt megakristförande partier är bergarten massformig. Megakristerna är dels orienterade dels oorienterade i förhållande till foliationen. Porfyroblastiska megakrister finns bl a i granitoida sliror, vilka genomsätter de migmatitiserade sedimenten (fig 11). I dessa sliror har kalifältspatmegakristerna vuxit regellöst, trots att slirorna bör ha erhållit ett visst "strain" under intrusionen. I mycket tunna sliror kan megakristerna ha större längd än slirans bredd. Dessa megakrister har vuxit över de migmatitiserade sedimentens foliation. Kalifältspatmegakrister har även vuxit i de dioritiska randpartierna till de basiska plutonitmassiven bl a 200 meter S Ljusholmsön. På ett fåtal lokaler bl a Ljungö (800 meter VSV Nömmen) finns sparsamt med megakrister i en omkristalliserad sedimentinneslutning. I de migmatitiserade sedimenten finns vanligen inga megakrister utbildade.

Mikroskopiskt visar granodioriten en varierande textur. I de mindre tektoniskt påverkade partierna är den eruptiva texturen bevarad. De flesta bergarterna uppvisar dock en mer eller mindre stark porfyroklastisk textur. Plagioklasen, men ibland även kalifältspatmegakristerna, uppträder som porfyroklastar i en granulär massa, vilken i huvudsak består av plagioklas, kvarts, kalifältspat och biotit. Plagioklasen (An 30) är subhedral och ojämnt fördelad. Albit- och Karlsbadtvillingar förekommer allmänt liksom en zonering av kristallerna. Omvandlingarna är vanligen svaga, men blir starkare vid ökad tektonisering. En ojämn sericitisering blir då även märkbar, och porfyroklasterna kan visa en svag brecciering. I kontaktzonen mellan plagioklas och kalifältspat finns ofta myrmekit utbildad. Kvartsen är alltid xenomorf. Mineralet är starkt ojämnkornigt och mer eller mindre starkt undulöst.

En granulering förekommer i kontaktzonerna mot andra kristaller och i starkt tektoniserade bergarter får kvartsen en "mortar" textur (Spry 1969).

En omkristallisation har skett av kvartsen och runt plagioklaskristallerna finns ofta en albitisk bård. Biotiten uppträder dels i aggregat dels i spridda kristaller (X halmgul, Y=Z olivgrön; $n'-n''$ 0,053-0,057). Hornbländet är subhedralt med en svag pleokroism ($2V_X$ 66° ; $c \wedge Z$ $20-23^\circ$; $n'-n''$ 0,020).

Mikroskopiskt kan megakristerna indelas i två grupper, nämligen kalifältspatmegakrister och "aggregat"-megakrister. De senare består av en varierande mängd plagioklas, kalifältspat och kvarts, medan myrmekit och biotit förekommer i underordnad mängd.

Kalifältspatmegakristerna består av pertitisk mikroklin. Mikroklin förekommer ibland i randzonen av pertitmegakrister. Megakristerna är sällan plagioklas mantlade. Den pertitiska mikroklinen i porfyroblasterna är subidioblastisk till idioblastisk med inneslutningar av granodioritens grundmassa. I grundmassan uppträder den pertitiska mikroklinen i allmänhet med xenomorfa kristaller av varierande storlek, varför det ibland är svårt att avgöra om kristallerna är megakrister eller ingår i grundmassan. Pertiten uppträder som "string" eller "flame"-typer.

Mikroklinen finns företrädesvis i grundmassan, men även i "aggregat"-megakristerna. Kristallerna är subidiomorfa till xenomorfa.

I grundmassan syns mikroklinen inte ha så stark anhedral karaktär som den pertitiska mikroklinen. Mikroklin kan även ersätta plagioklas. Den mikroklinen är starkt xenomorf med välutbildade tvillingar. Plagioklasen blir vid denna omvandling starkt sericitiserad (jmf Marmo 1971).

"Aggregat"-megakristerna består till övervägande delen av subhedral, ojämnkornig plagioklas, vilken ofta är antipertitisk. I underordnad mängd finns mikroklin, pertitisk mikroklin samt lokalt även myrmekit och biotit. Mikroklinen kan utgöra det dominerande mineralet i dessa aggregat. Delar av plagioklaskristallerna är ersatta av mikroklin.

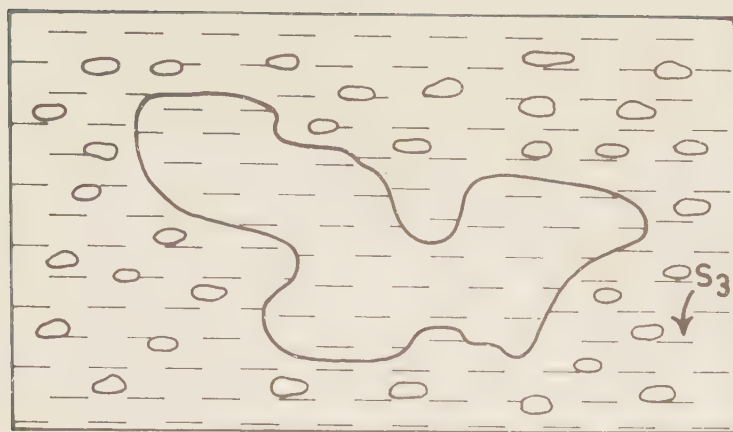


Fig. 13 Stora Kalvö

Dioritiskt brottstycke
breccierat av
ögonförande granodiorit

Fragmentets längd är 20 cm

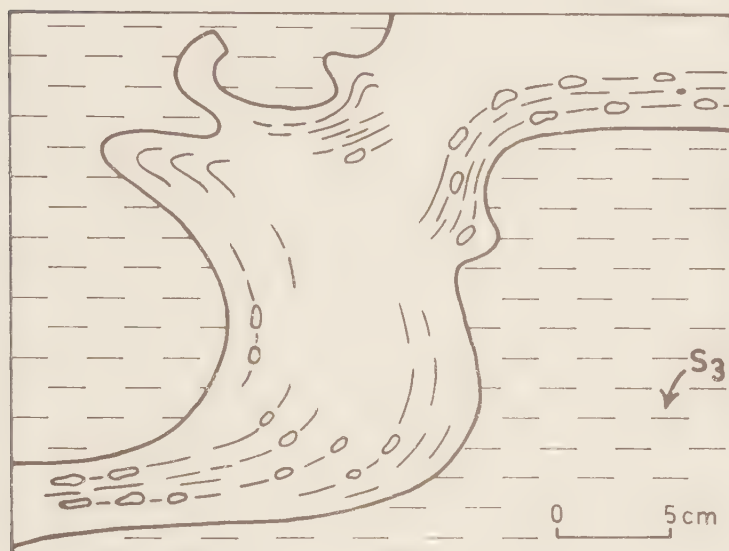


Fig. 14 a

Fig. 14a och b Stora Kalvö
Veckad ögonförande
granodioritgång i diorit

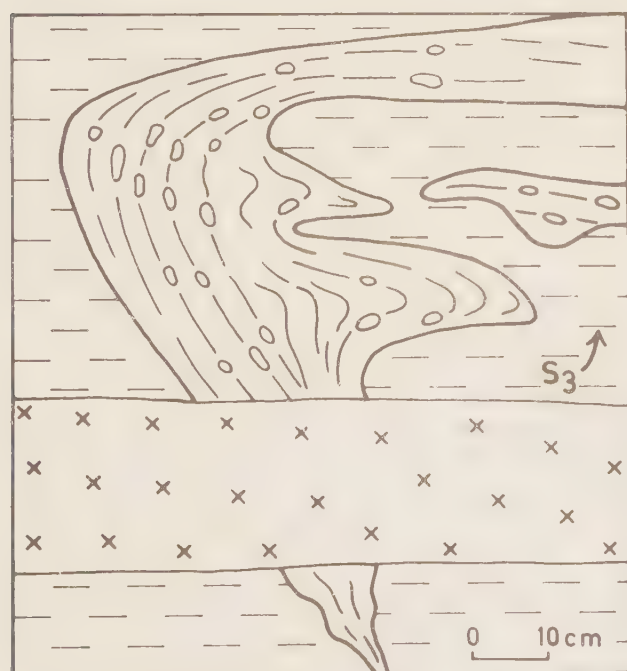


Fig. 14 b

-  Ögonförande granodioritisk gång
-  Svagt folierad diorit
-  Pegmatit

Tabell 7. Modalanalyser av djupbergarter

Mineral	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Kvarts	4	10	3)	4	17	25	27	26	34	34
Plagioklas ¹⁾	62	48	56	71	49	60	59	54	57	57
Kalifältspat	-	2	-	-	5 ²⁾	2	5	4	2	7
Biotit	12	16	+	12	24	11	6	15	4	2
Klorit	+	+	21	5	4)	+	+	+	+	+
Amfibol	20	21	10	3	-	-	-	-	-	-
Titanit + leukoxen	+	+	2	+	+	+	+	+	+	+
Malmmineral	1	2	7	1	+	+	+	+	+	+
Apatit	+	1	3	+	1	-	-	-	-	-
Övriga	1	1	1	1	2	2	4	2	1	1
An-halt	53	45	58	37	35	28	31	30	27	28

1) + omvandlingsprodukter utan epidotmineral 2) myrmekit 3) ej identifierad 4) < 0,5%

Analyserna 1 och 2 är gabbro resp diorit från Stora Kalvö.

Analyserna 3 och 4 är gabbro resp diorit från massivet N Stensjön.

Analys 5 är mörk kvartsdiorit från Tjunnaryd.

Analyserna 6 - 10 är den ljusa kvartsdioriten från N och NO delarna av området.

Analys 10 är etsad.

Sura djupbergarter

Graniter är sällsynta i undersökningsområdet. Endast ett litet parti finns av en ljusröd medelkornig granit i granodioriten vid Djuvanäs-klint (1,4 km ONO Djurseryd). Genom bergarten löper en foliation i O-V med vertikal stupning. I slip visar bergarten en hypidiomorf textur med kraftigt inhomogen karaktär. Stora plagioklaskristaller, vilka är starkt sericitiserade, brunpigmenterade och korroderade, ligger i en jämnkornig massa bestående av plagioklas, kvarts och kalifältspat. Kalifältspaten dominerar över plagioklasen. Det förra mineralet förekommer dels som pertitisk mikroklin av "flame"- och "ribbon"-typ dels som mikroklin med välutbildade tvillingar. Kvarts finns i stor mängd och uppträder dels i aggregat dels med "dropplika" bildningar i andra kristaller, vilka får en poikilitisk textur. Muskovit bildar vanligen stora kristaller koncentrerade i aggregat. Klorit förekommer i underordnad mängd. Accessoriskt finns titanit, epidot, malmmineral, kalcit, turmalin och zirkon.

PETROGRAFISK BESKRIVNING AV GÅNGBERGARTERNA

Gångbergarterna kan åldersmässigt indelas i tre generationer, nämligen en äldre generation i nära anslutning till de basiska vulkaniterna, en andra generation, yngre än djupbergarterna och en tredje generation, yngre diabaser av jotnisk ålder.

Basiska gångar av de två äldre generationerna består av massformiga uralitdiabaser och diabasporfyriter. De yngre diabaserna är hypersten- och pigeonitförande. Sura gångbergarter förekommer underordnat. De senare består av aplit- och pegmatitgångar i anslutning till de intermediära till sura plutoniterna.

Gångbergarternas riktningar, utom yngre diabaser, finns angivna i fig 15. Gångbergarter tillhörande den andra generationen har i huvudsak O-V-liga strykningar, medan gångar inom de basiska vulkaniterna företrädesvis uppträder med NV- till VNV-liga riktningar. Några mineralogiska skillnader mellan de två generationerna har inte observerats.

De basiska gångarna förekommer betydligt rikligare inom de basiska vulkaniterna än i de andra bergartstyperna, varför många troligen intruderat i nära anslutning till vulkanismen. Gångarna är här

makroskopiskt mycket svåra att särskilja från massformiga basiska vulkaniter.

I de basiska vulkaniterna uppträder vanligen uralitdiabaserna med en mäktighet av omkring 1 meter eller därunder. Kontakten mot sidobergarten är skarp och av enkel form och sidobergarten är sällan breccierad. I några fall finns gångarna i anslutning till diabasporfyriter bl a ön SO Högo och 410 meter SSO Aspö. Vid den senare lokalen är uralitdiabasen i skarp parallell kontakt med en diabasporfyrit. Ingen åldersrelation mellan dem har kunnat fastställas.

De flesta gångarna har ett massformigt uppträdande. Uralitdiabasen på den nordvästra ön i Ransholmarna är dock starkt förskiffrad. Denna gång är äldre än den foliation, som är utbildad i vulkaniterna.

Inom djupbergarterna finns ett fåtal uralitdiabaser. I granodioriten (400 meter SO Nömmen) finns i O - V en massformig, 1 meter bred gång. En stark förskiffring stryker subparallellt med gången. En smal grönstensgång i granodioriten, 840 meter NNV Stora Kalvö, har intruderat i vinkel till granodioritens starka foliation. I kvartsdioriten, 2,1 km NO Björkö, finns en 3 meter bred, massformig uralitdiabas, vilken breccierat sidobergarten. Gången har en O - V-lig strykning. Några mindre uralitdiabaser finns inom den ljusa kvartsdioritens område i norra delen av undersökningsområdet.

Makroskopiskt är uralitdiabaserna finkorniga, vanligen massformiga med en mörkt gröngrå färg.

En inte alltför kraftigt omvandlad uralitdiabas finns 1,1 km O Skärvingen. Kontakten mot sidobergarten är inte blottad. Bergarten är finkornig med en subofitisk textur. Plagioklas och uralit är huvudmineral. Plagioklasen (An 29) uppträder med subhedrala kristaller. Sericit, epidotmineral och klorit är omvandlingsprodukter. Uraliten är subhedral och visar en svag pleokroism ($c\wedge Z$ 15-21°). Mineralet är kloritiserat. Klorit är väsentligt mineral, medan kalcit och malmmineral är underordnade. Accessoriskt finns titanit och apatit.

En strökornsförande uralitdiabas finns på ön 400 meter V Högo. Gången har en bredd av 1,5 meter och uppvisar en skarp kontakt mot den pyroklastiska breccian. Uralit bildar upp till 3 mm långa strökorn (X ljust gul, Y ljust olivgrön, Z ljust grön; $2V_X$ 71-73°; $c\wedge Z$ 13-20°).

Mineralet är ojämnkornigt och ojämnt fördelat i grundmassan. Några har tvillingar. I kärnpartierna är uraliten ersatt av klorit och kalcit.

Grundmassan är blastoofitisk bestående av mindre plagioklaslister i en "filtig" massa av uralit och klorit. Plagioklasen är subhedral och omvandlad till sericit och epidotmineral. I underordnad mängd finns titanit, epidot och leukoxen. I grundmassan uppträder aggregat av uralit och klorit, vilka är pseudomorfoser efter järnmagnesiamineral (pyroxen?). Uraliten i dessa aggregat är trådig med en mycket svag pleokroism ($2V_X$ $71-77^\circ$; $n'-n''$ $0,031 - 0,035$; $c\lambda Z$ $13-20^\circ$).

Diabasporfyrit uppträder företrädesvis inom de basiska vulkaniterna. Ett fåtal gångar finns i kvartsdioriten N Tjunnaryd. Gångarna är vanligen bredare än uralitdiabaserna och är i de flesta fall mellan 1 - 3 meter. Strökornen består av plagioklas, vilka når en maximal längd av ca 2 cm. De ligger regellöst i en finkornig, ibland tät grönstensmassa. Närmast kontakten kan strökornen ligga subparallellt med denna.

En bredare gång sträcker sig från Aspö i sydost över Stora Runö (550 meter S Enholmarna), Stora Hästö till Hårdanäs. Troligen tillhör plagioklasporfyriten på södra delen av Norra Hästö (500 meter NV Stora Hästö) samma gång.

Bergarten är mörkt gröngrå med en finkornig grundmassa, i vilken finns rikligt med plagioklasströkorn.

Texturen i bergarten är porfyritisk. Massan mellan strökornen är blastodoleritisk till blastosubdoleritisk. Strökornen är starkt sericitiserade och epidotiserade. Ibland innehåller kristallerna även klorit, biotit och muskovit. Omvandlingsprodukterna har nästan helt ersatt strökornen. Grundmassan domineras av plagioklas, kvarts och biotit. I underordnad mängd finns epidot, titanit och leukoxen, medan pennin, malm, muskovit, kalcit, mikroklin och apatit är accessoriska. Plagioklasen (An_{24}) är subhedral och ej så starkt omvandlad. Biotiten uppträder med små korta kristaller (X ljus gul, Y=Z brunt olivgrön, $n'-n''$ $0,050 - 0,060$). Mineralet är kloritiserat.

På Stora Kalvö (250 meter N Stora Kalvö) finns en 15 - 20 cm bred, gråvit pegmatit, vilken är deformerad. En 1 meter bred pegmatit förekommer på Kråkö (360 meter SO Ljusholmsön). Gången är zonerad och innehåller kvarts i de centrala delarna. Ett fåtal tunna aplitiska gångar har även påträffats i området.

Två yngre diabaser ("dolerites") tillhörande Almesåkraseriens bergarter

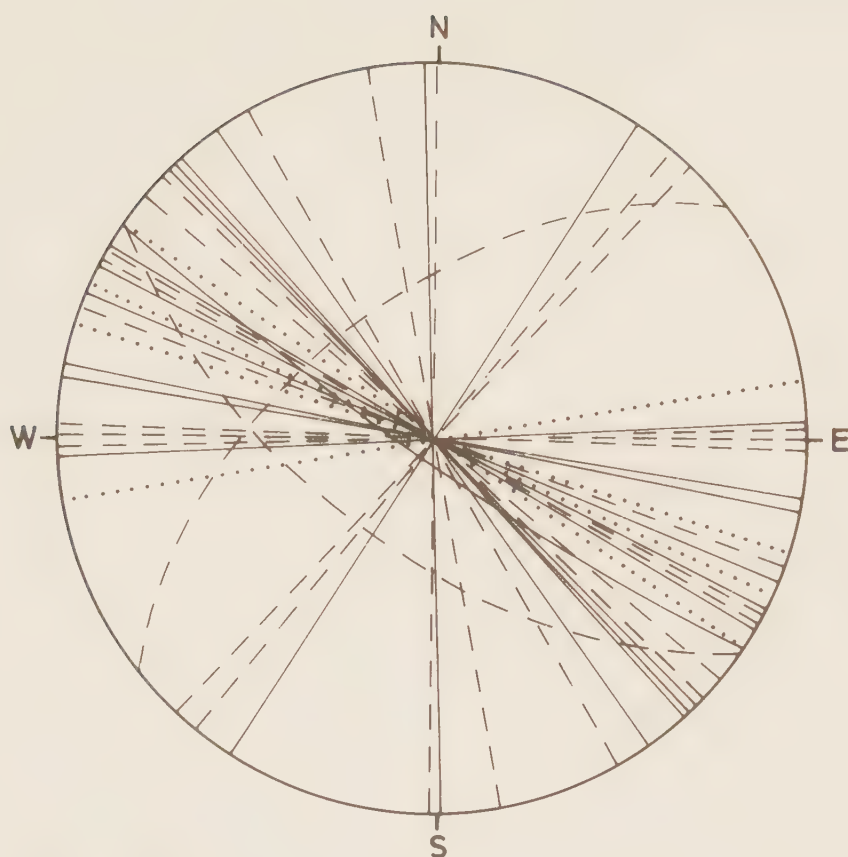


Fig.15

Gångbergarternas strykningar och stupningar
i undersökningsområdet.

- — — Uralitdiabas
- Diabasporfyr
- Aplit och pegmatit

stryker i nordliga riktningar genom området (jmf Eichstädt 1885, Berg-Lembke 1970). Den västra av de två innehåller rikligt med kvartsitfragment. Fragmenten uppträder företrädesvis vid gångens östra kontakt, men har även observerats i de centrala delarna. Den västra gången är mer eller mindre kontinuerligt följbar från norra delen av undersökningsområdet till Hallö i söder (700 meter NV Högö). Den påträffas åter strax söder om undersökningsområdet (800 meter SV - SSV Djurseryd). Inga block av diabasen har påträffats i södra delen av undersökningsområdet. Gången är starkt vindlande i norra delen av undersökningsområdet, och ett flertal kontakter är starkt förskiffrade bl a 800 meter NV Brännö.

Den östra gången saknar fragment. En tredje gång anstår strax öster om undersökningsområdet. SO Tjunnaryd följer gången i stort den östra kartbladsgränsen. En häll av yngre diabas finns knappt 800 meter V Stensjön. Denna ligger strax utanför undersökningsområdet.

De undersökta proverna är tagna på Lilla Runö (400 meter SO Enholmarna). Diabasen är här finkornig till fint medelkornig med en mörkgrå färg. Den doleritiska texturen är väl utbildad. Bergarten är massformig, och den östra kontakten innehåller rikligt med kvartsitfragment.

Plagioklas och pyroxen är dominerande mineral. Malm förekommer i väsentlig mängd. Underordnat finns biotit, hornblände, myrmekit och klorit, medan kalcit, kalifältspat, titanit och apatit är accessoriska. Plagioklasen bildar listformade kristaller med en maximal An-halt av 65%. Texturen är subdoleritisk till doleritisk. Albit- och Karlsbadtvillingar förekommer sparsamt. Något större, vanligen zonerade plagioklaskristaller med anhedral form, utgör möjligen en äldre generation. Ortopyroxenen, hypersten, bildar dels isolerade kristaller dels kärnor omgivna av klinopyroxen. Kristallerna är vanligen subhedrala, färglösa till svagt gröna. Pleokroismen är mycket svag ($2V_X$ 59-67°). Genomgångarna i kristallerna är starkt kloritiserade.

Klinopyroxenen, pigeonit, är svagt grön med en knappt märkbar pleokroism. Kristallerna är subhedrala till anhedrala och bildar ofta individer tillsammans med ortopyroxenen ($2V_X$ 26-38°; cAZ maximalt 43°). Pigeoniten innehåller ca 50 molprocent Mg^{+2} (Tröger 1956). Biotiten utgör omvandlingsprodukt efter pyroxenen (X brun, Y=Z rostbrun).

Aggregat av biotit, klorit och kloritiserat hornblände uppträder ofta omkring pyroxenen. Dessa aggregat kan vara pseudomorfoser efter hornblände. Eichstädt (1885) har nämligen iakttagit zoneringsringar med

ortopyroxen i kärnan, omgiven av klinopyroxen, och de båda pyroxenerna omgivna av hornblände.

BERGARTERNAS KEMI

Nömmenvulkaniterna

Kemiska analyser av Nömmenvulkaniterna återfinns i tabell 8 (sidan 97). Bergarterna är kvartsnormativa. Alla analyser har normativ ortopyroxen ($\text{En} + \text{Fs} > \text{Wo}$) utom analys nr 11, som har normativ nefelin. Normativ olivin ($\text{Fo} > \text{Fa}$) finns i analyserna 11, 17 och 23. K_2O i de basiska vulkaniterna varierar mellan 0,26 och 1,38 %.

Klassificeringen av vulkaniterna följer Vallance (1960) samt Irvine och Baragar (1971). Omfattande geokemiska undersökningar av prekambriskas vulkaniter och därpå baserad klassificering samt jämförelse med recenta vulkaniter har bl a gjorts av Wilson m fl (1965). Både Wilson m fl (1965) och Irvine och Baragar (1971) tar hänsyn till bergarternas omvandlingsgrad. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ har vanligen ett värde omkring 0,3 i icke omvandlade basalter (Engel m fl 1965). Chayes (1966, cit av Irvine och Baragar 1971) utesluter bergarter, vilka har ett $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -förhållande större än 0,6. I Nömmenvulkaniterna är detta förhållande mellan 0,3 till 0,6 utom i analyserna 10 och 17 (tabell 8), som har ett $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -förhållande större än 0,6. Dessa bergarters analysvärden avviker dock ej från vulkaniternas allmänna trender och är därför ej uteslutna.

Mineralparageneserna i Nömmenvulkaniterna motsvarar den, som kännetecknar spilitiska bergarter (Vallance 1960; Hentschel 1960).

Ett flertal parametrar har använts för att särskilja basalter från spilititer. En Na_2O -halt överstigande 4% anser Fiala (1967) vara signifikant för spilititer, medan basiska vulkaniter med 3,5 till 4% Na_2O betecknar övergångstyper mot basalter. Niggli's alk-värde har för spilititer rapporterats överstiga 12 (Eskola 1927), medan andra angett värdena 14,5 och 16 (Vaugnat 1949, Pumic 1962 cit av Fiala 1967). $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ -förhållandet är vanligen mellan 3 och 5 för modernmagman i basalter, medan 1,5 anges för en spilitisk magma (Turner och Verhoogen 1960). Sundius (1930) har antagit att FeO/MgO -förhållandet är högre i spilititer än i basalter. Enligt Vallance (1960) är detta förhållande

inte signifikant för spiliter. Gilluly (1935) har visat att Sundius (1930) föreslagna övre gräns av 40% normativ plagioklas för spiliter inte är typisk, och Vallance (1960) har påvisat övergångar mellan spiliter och basalter vad gäller den normativa plagioklasen.

Vallance (1960) skriver: "... the most important chemical differences between basalts and spilites lie in the highly variable distribution of the components in the latter".

Huvuddelen av de basiska Nömmenvulkaniterna motsvarar inte den kemiska definitionen av spiliter enligt Vallance (1960). Enligt fig 16 ligger endast analys nr 15 i närheten av en medelsplit. Bergarten har högre K/Rb- och Ca/Sr-värden än de andra vulkaniterna. Analyserna 9, 10 och 11 kan eventuellt betraktas som övergångstyper mot spiliter. Dessa bergarter har en Na_2O -halt mellan 3,37 och 3,42% samt alk-värden, vilka varierar från 8,3 till 10,4 (jmf Fiala 1967). Övervägande delen av vulkaniterna ligger i närheten av Nockolds medeltholeit. För att undersöka om elementen har en kraftigt varierande fördelning har $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - samt $\text{CaO}/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -förhållandena plottats mot SiO_2 och jämförts med motsvarande diagram i Vallance fig 5 (1960). Nömmenvulkaniterna i fig 17 visar en trend och ej den stora spridning som Vallances spiliter. För samma SiO_2 -halt är spridningen av $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ maximalt 0,3 i Nömmenvulkaniterna, medan spiliter i Vallances fig 5e har en spridning av 0,5. Kalk-alkalina vulkaniter i Vallances diagram har en spridning av 0,2 (fig 5a). Även $\text{CaO}/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ har mindre spridning i Nömmenvulkaniterna än Vallances spiliter.

Ett diagram av Niggli's alk i förhållande till si finns i fig 18.

De basiska till intermediära vulkaniterna ligger inom kalk-alkalina fältet (Wilson m fl 1965). Nömmenvulkaniternas kalk-alkalina karaktär verifieras ytterligare av Rittmans "suite index", vilka varierar mellan 0,88 och 4,56 (tabell 8). De flesta vulkaniterna har en "suite type" motsvarande "strong Pacific" (Rittman 1962).

I ett AFM-diagram, fig 19, visar järnmagnesium-alkalikkomponenterna en fraktionstrend. Analys 23 ingår i diagrammet. De flesta vulkaniterna faller inom det område Kuno (1968) betecknat hyperstenserien. Denna serie motsvarar den äldre definitionen av kalk-alkalina bergarter. Under fraktioneringen syns en viss järnkoncentration ha skett i magman, eftersom några analyser visar övergångar mot pigeonitserien.

- 1 Medeltholeiit 2 Medel-alkalibasalt
 3 Medelandesit (1, 2 och 3 efter Nockolds 1954)
 4 92 medelspiliter (Vallance 1960)
 5 7 medelspiliter från Nundle
 (pub. av Vallance 1960)
 6 19 medelspiliter (Sundius 1930)
 • Basiska Nömmenvulkaniter

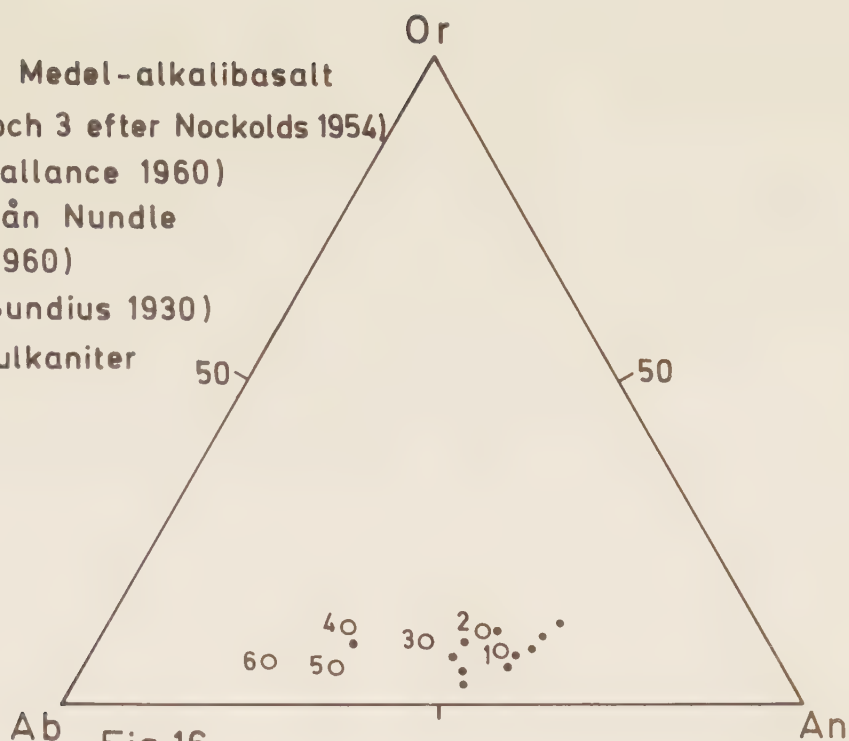


Fig. 16

Ab - An - Or - diagram av basiska Nömmenvulkaniter

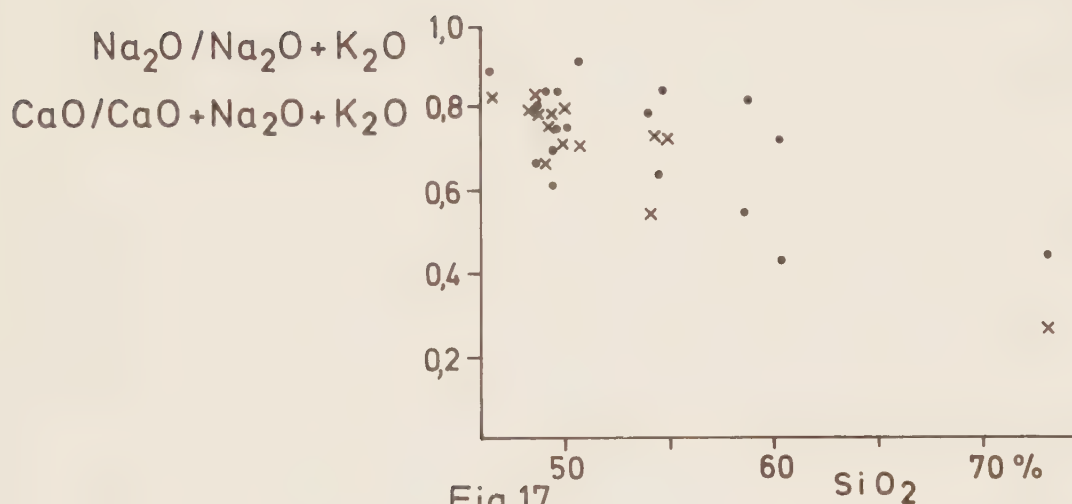


Fig. 17

Variationerna av $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (x) och $\text{CaO}/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (•) mot SiO_2 i Nömmenvulkaniterna.

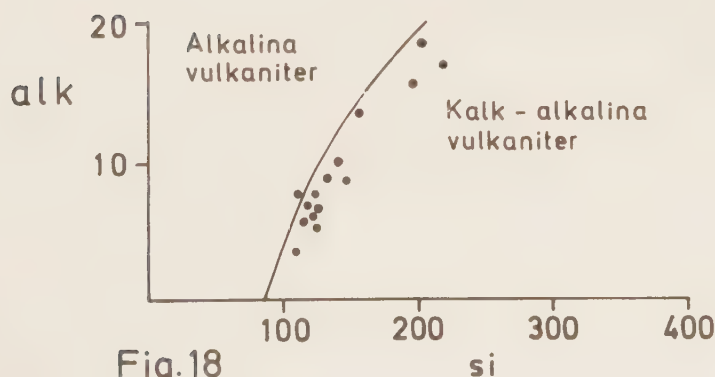


Fig. 18

Alk/si förhållandet i Nömmenvulkaniterna

Enligt Kuno (1968) kan hyperstenseriens vulkaniter bildas genom fractionerad kristallisation antingen från tholeiitiska-, aluminiumrika- eller alkaliska modermagmor, under förutsättning att magman är vattenrik. Den signifikanta skillnaden mellan tholeiitiska och kalk-alkalina vulkaniter är Al_2O_3 -halten enligt Irvine och Baragar (1971). De förra vulkaniterna innehåller Al_2O_3 mellan 12 och 16 %, medan de senare har halter varierande mellan 16 och 20 %. För att skilja de båda typerna åt föreslår Irvine och Baragar ett diagram (fig 20), där Al_2O_3 avsätts mot vulkaniternas normativa plagioklassammansättning. Av diagrammet framgår att hälften av de analyserade basiska till intermediära bergarterna har en kalk-alkalin karaktär, medan resten är tholeiitiska. Tre analyser av tholeiitisk karaktär gränsar till det kalk-alkalina fältet.

Huvudelementen visar att övervägande delen av Nömmenvulkaniterna inte motsvarar Vallance (1960) definition av spiliter, utan utgöres av omvandlade basalter, vilka uppvisar både kalk-alkalina och tholeiitiska karaktärer (tabell 8; nr 27, 28 och 29).

Sr och Rb är de enda analyserade spårelementen. Enligt Jakes och White (1972) visar element med stor affinitet till K de största geografiska och stratigrafiska variationerna i öbågevulkaniter.

Sr förekommer vanligen i Ca-rika mineral företrädesvis i plagioklas och klinopyroxen. Starkt kalkiga och starkt natriumrika plagioklas har relativt låga halter. Sr i plagioklas visar vanligen inga direkta korrelationer med Ca (Prinz 1968).

I Nömmenvulkaniterna visar Sr ingen korrelation med Ca. Elementet varierar mellan 190 ppm och 713 ppm med ett aritmetiskt medeltal av 511 ppm för de basiska vulkaniterna (tabell 8 nr 29). Prinz (1968) har givit ett medeltal av 544 ppm för basaltiska bergarter. Engel m fl (1965) har för recenta oceaniska tholeiiter angivit en halt av 130 ppm. Arkeiska kalk-alkalina, basiska vulkaniter har en Sr-halt motsvarande recenta tholeiitiska vulkaniter eller något högre (Glikson 1971). Rb visar en stark korrelation med K i Nömmenvulkaniterna (fig 21). Rb varierar från 2 ppm till 66 ppm med ett medeltal av 22 ppm.

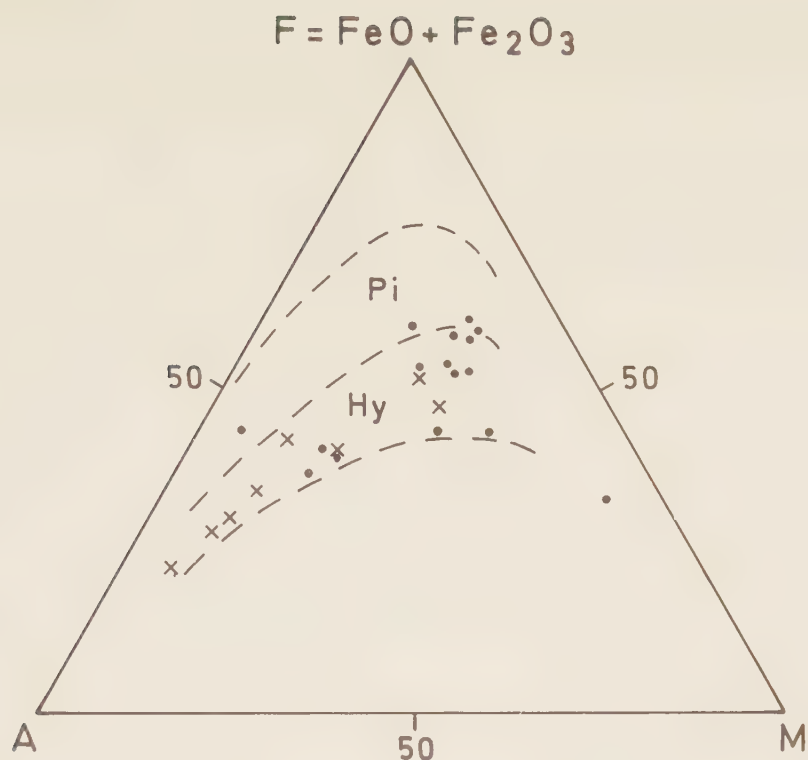


Fig.19

AFM - diagram för Nömmenvulkaniterna (•) och djupbergarterna (×). Pigeonit (Pi) - och hypersten (Hy) -serierna efter Kuno (1968).

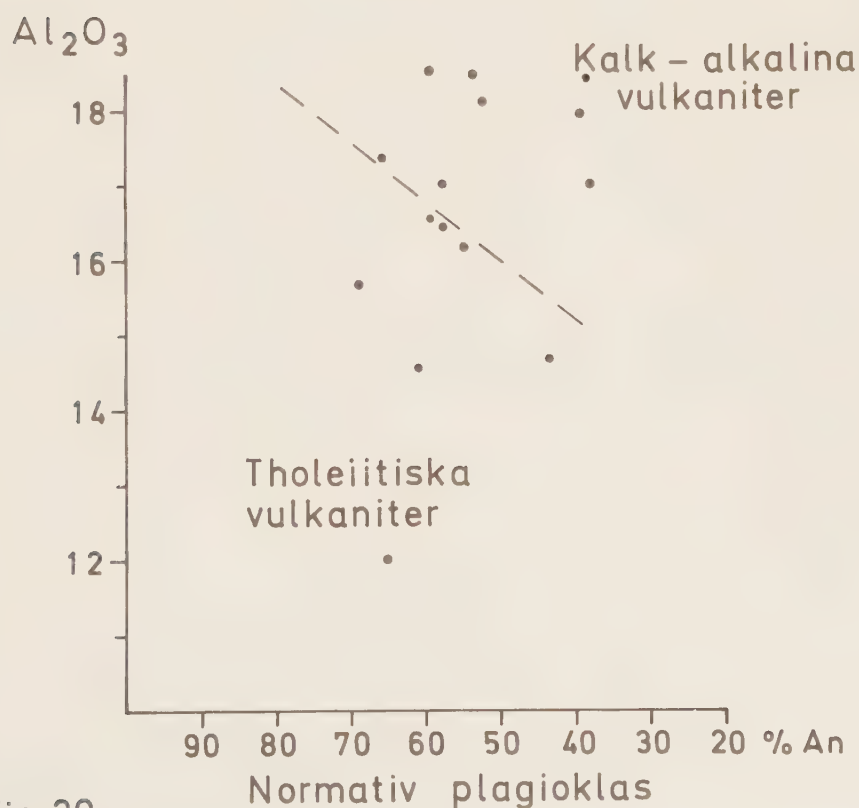


Fig.20

Variationerna av Al₂O₃ mot normativa plagioklassammansättningen i Nömmenvulkaniterna. Al₂O₃ ur analysen för huvudelement omräknad till 100% oxid.

(Diagram efter Irvine och Baragar 1971)

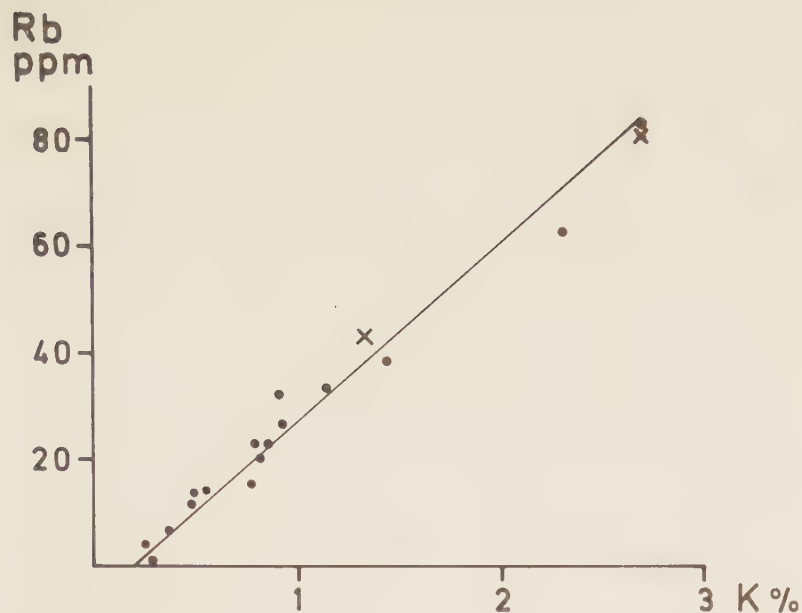


Fig. 21

Rb/K förhållandet i Nömmenvulkaniterna.

• = vulkanit; × = tuffit.

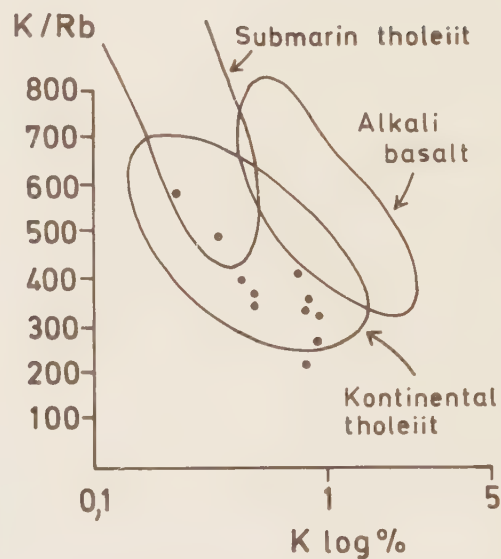
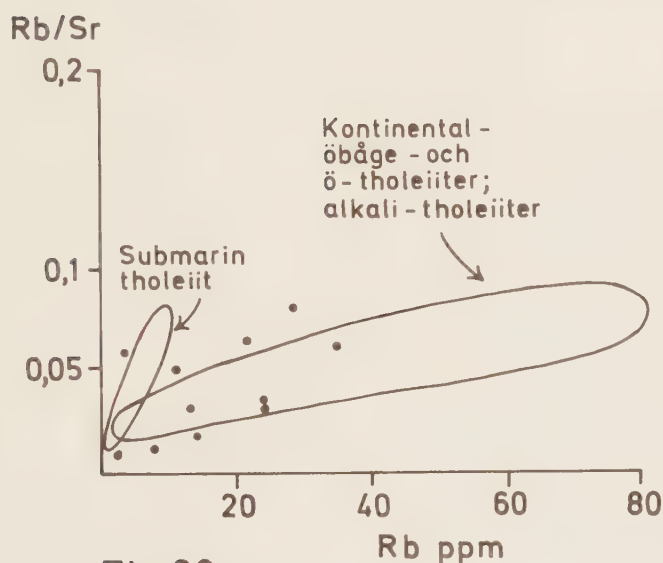


Fig. 22

Rb/Sr: Rb och K/Rb: K förhållandena i basiska Nömmenvulkaniter.

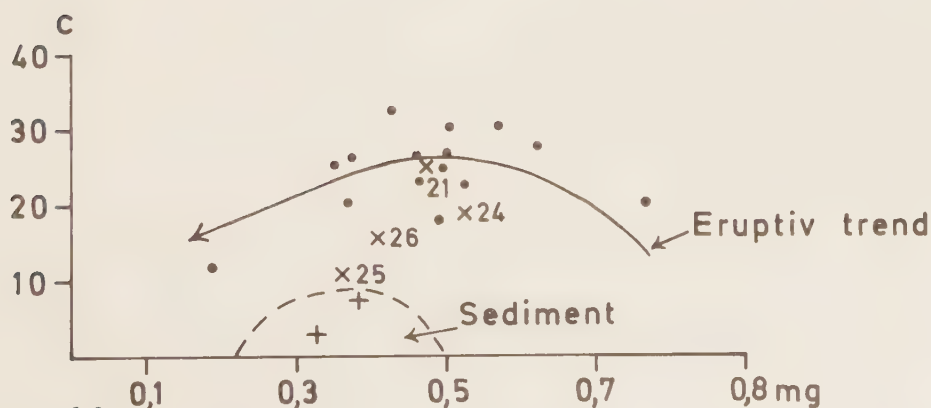


Fig. 23

c/mg diagram av Nömmenvulkaniterna

Eruptiv trend efter Karroo "doleriten".

(Diagram efter Leake 1964)

• = vulkanit; × = tuffit och tuff; + = sediment.

Medeltal av de basiska typerna är 16 ppm, vilket överensstämmer med publicerade medeltal av 18 till 33 ppm för basalter (Prinz 1968). Rb-halter i recenta oceaniska tholeiiter understiger 10 ppm (Engel m fl 1965, Glikson 1971).

K/Rb varierar i de massformiga Nömmenvulkaniterna från 1619 ppm till 325 ppm med en ökning av K (tabell 8). Enligt Taylor (1965) minskar förhållandet K/Rb med differentiationen i magman. Medeltalet av K/Rb-förhållandet är 368, vilket är något högre än det Prinz (1968) publicerat för kvartsnormativa basalter (349).

Rb/Sr varierar från 0,006 till 0,08 med ett medelvärde av 0,03. Rb/Sr-förhållandet ökar med K (tabell 8), Prinz (1968) har funnit följande Rb/Sr-värden: Tholeiitiska basalter 0,06, alkalibasalter 0,05 och för alla basalter 0,06. I oceaniska recenta tholeiiter anger Glikson (1971) ett Rb/Sr värde av 0,007.

Alk/si diagrammet i fig 18 antyder, att vulkaniterna överensstämmer med recenta, kontinentala, orogena vulkaniter eller vulkaniter i öbågar (jmf Wilson m fl 1965). I öbågar sker både stratigrafiskt och geokronologiskt en differentiation från tholeiitiska över kalk-alkalina till shoshonitiska vulkaniter (Jackes och White 1972).

Recenta oceaniska tholeiiter karakteriseras av mycket låga halter av K, Rb, Ba, Sr, P, Pb, Zr och Ti (Engel m fl 1965).

Unga kontinentala tholeiiter har högre värden av Si, K, Ba, Ca, Pb, Rb, Sr, Th, U och Zr än motsvarande oceaniska tholeiiter (Engel m fl 1965). De flesta kontinentala tholeiiter innehåller mera än 0,5% K_2O och Walker och Poldervaart (1949) har givit värdet 0,9%. I arkeiska basalter ligger SiO_2 - och K_2O -halterna vanligen mellan oceaniska och kontinentala tholeiiter (Engel m fl 1965). Engel (1963) menar, att arkeiska tholeiiter är mycket lika de bergartsassociationer man funnit i recenta öbågar. Den intermediära K_2O -halten kan bero på att vulkaniterna intruderas genom en tunnare sialskorpa, än vad de kontinentala tholeiiterna gjort. Glikson (1971) anser, att arkeiska basalter av kalk-alkalin karaktär har en sammansättning, vilken placerar dem mellan oceaniska tholeiiter och tholeiiter i öbågar, då man jämför K-halten. Al- och Ti-halterna är lägre och Fe/Fe+Mg, Rb- och Ba-halterna är högre än i recenta oceaniska tholeiiter.

Nömmenvulkaniternas huvudelement intar en mellanställning mellan recenta oceaniska och kontinentala tholeiiter. I tabell 8 (nr 29)

finns medelanalysen för alla basiska massformiga Nömmenvulkaniter. I jämförelse med Mansons (1968) medelanalys av oceaniska tholeiiter har Nömmenvulkaniterna, högre SiO_2 (0,1%), Al_2O_3 (1,6%), Na_2O (0,52%) och K_2O (0,17%), medan TiO_2 (1,03%), FeO (1,36%), MgO (1,24%), CaO (0,85%) och MnO (0,01%) visar lägre värden. Fe_2O_3 har lika stora halter. I förhållande till kontinentala tholeiiter har Nömmenvulkaniterna högre Fe_2O_3 (0,41%), TiO_2 (0,17%), MgO (0,26%) och Na_2O (0,22%), medan oxiderna SiO_2 (2,1%), FeO (0,76%), Al_2O_3 (0,1%), CaO (0,06%), K_2O (0,15%) och MnO (0,01%) visar lägre värden (Manson 1968).

Arkeiska kalk-alkalina vulkaniter har något lägre SiO_2 -halter än Nömmenvulkaniterna (Glikson 1971). Medeltal av K_2O -halten i Nömmenvulkaniterna ligger mellan arkeiska basalter och recenta kontinentala tholeiiter (jmf Engel m fl 1965, fig 5). Glikson (1971) har för arkeiska kalk-alkalina basalter ett K_2O -värde mellan 0,25 och 0,57 %, vilket är lägre än medelvärdet för Nömmenvulkaniterna.

I fig 22 finns två diagram ($\text{Rb}/\text{Sr} : \text{Rb}$ och $\text{K}/\text{Rb} : \text{K}$) efter Condie m fl (1969). I diagrammet har Rb och Sr en spridning, vilken kan bero på differentiation av dessa element under den retrograda metamorfosen (jmf Misra och Griffin 1972). Analys nr 15 faller utanför $\text{K}/\text{Rb} : \text{K}$ -diagrammet. Några kraftiga förändringar av spårelementhalterna har troligen inte skett, eftersom uppmätta halter och beräknade elementförhållanden i analyserna inte är onormala. Spårelementen av de basiska Nömmenvulkaniterna är samlade inom det fält, vilket är karakteristiskt för kontinentala orogena vulkaniter eller vulkaniter i öbågar med en relativt nära anslutning till oceaniska (submarina) tholeiiter.

De tuffitiska bergarterna är plottade i fig 23 tillsammans med Nömmenvulkaniterna och två sedimentära bergarter (tabell 8 nr 30 och 31). Vulkaniterna följer en differentiationstrend, medan de sedimentära bergarterna ligger inom fältet, vilket är karakteristiskt för pelitiska och semipelitiska bergarter (Leake 1964). Analys nr 25 är från en tuffitisk inlagring i det vulkaniska konglomeratet från Harö, medan analys nr 26 representerar en tuffit från östra stranden av Aspö. Båda analyserna har lägre c-värden än vulkaniterna. Analys nr 25 har Niggli's $T = +26$ och $t = +15$, medan $T = +17$ och $t = +1$ i analys nr 26. Bergarterna intar en mellanställning mellan sedimenten och vulkaniterna. Analys nr 24 är från Munkholmen och utgör grundmassan i agglomeratet. Bergarten har ett c/mg-förhållande, som ligger mellan tuffiterna och vulkaniterna ($T = +13$, $t = -7$).

Övre delen av den bandade tuffiten/tuffen på Getö har tuffkaraktär (tabell 8 nr 21). Analysen ligger nära den eruptiva trenden i fig 23 ($T = +17$, $t = -9$).

Spårelementen har högre värden i de tuffitiska bergarterna än medelvärdet för Nömmenvulkaniterna. Rb visar samma korrelation med K som vulkaniterna (fig 21). K/Rb-förhållandet ligger mellan 299 och 310 för analyserna 25 och 26. Rb/Sr-halterna är högre i tuffiterna än i vulkaniterna (tabell 8).

Djupbergarterna

I tabell 8 finns 8 kemiska analyser med utvalda CIPW-normer och Niggli-värden angivna för djupbergarterna. Analyserna 4 och 8 har normativ korund, medan gabbbron, analys 3, har normativ olivin. Normativ ortopyroxen förekommer i alla analyserna ($En + Fs > Wo$).

De plutoniska bergarterna, liksom de vulkaniska, ligger inom hyperstenseriens fält i AFM-diagrammet fig 19. I diagrammet visar djupbergarterna en trend. Någon järnkoncentration har inte skett.

Lundegårdh (1950) fann, genom geokemiska undersökningar av gabbromassivet söder om Nömmen (fig 1), ett elementförhållande av $Co > Ni > Cr$. Han klassificerade gabbbron som ett sent magmatiskt differentiat. De analyserade basiska djupbergarterna antyder (fig 19), att även dessa är att betrakta som sent magmatiska.

I fig 24 visar Q-Or-Ab+An-diagrammet, att djupbergarterna bildar en trend från gabbro-monzodiorit-granodiorit till granit (Streckeisen 1967). Analys nr 8 är den ljusa kvartsdioriten, som faller utanför den allmänna trenden, då bergarten är Or-fattig. Na/K-förhållandet är i denna bergart 1,6, medan förhållandet i de megakristförande granodioriterna varierar mellan 0,67 och 0,92.

De kemiska variationerna i plutoniterna av K_2O -MgO-CaO samt K_2O -Na₂O-CaO finns i fig 25. Plutoniterna visar i båda fallen trender. I diagrammet K_2O -MgO-CaO minskar MgO och CaO under differentiationen. I diagrammet K_2O -Na₂O-CaO ökar alkali med differentiationen, medan CaO minskar. En svag ökning av Na₂O sker i förhållande till K_2O . Analys nr 8 avviker från de allmänna trenderna i båda diagrammen.

Rb och Ba visar korrelation med K (fig 26 och 27) och Sr har en markerad trend med Ca (fig 26).

Rb varierar från 27 ppm till 150 ppm med en ökning av K (tabell 8).

Rb/Sr-förhållande ökar, medan K/Rb-förhållandet minskar från basiska till sura djupbergarter. En anrikning har skett av K och Rb i förhållande till Sr. I de suraste leden har Rb koncentrerats jämfört med K (jmf Taylor 1965).

Ba varierar från 430 ppm i gabbbron till 1155 ppm i den suraste granodioriten, och både Rb/Ba och Ba/Sr ökar från basiska till sura led (tabell 8). Rb och Ba har anrikats i förhållande till Sr. Eftersom Ba har en tendens att gå in i tidigt bildade K-mineral, kommer Rb att koncentreras i slutfasen av kristallisationen (Taylor 1965), vilket också skett i djupbergarterna.

Sr varierar från 678 ppm till 227 ppm med en minskning av Ca. Analys nr 8 avviker från den allmänna trenden. Spårelementen visar att djupbergarterna utgör en differentierad serie, vilken möjligen bildats genom fraktionering i en magma.

Variationen av Niggli's al, fm, c och alk mot si finns i fig 28a och b. Alla fyra parametrarna visar väldefinierade trender med en ökning av si. De basiska till intermediära djupbergarterna visar överensstämmelser med både trondhemitttenden och granodioritttenden publicerade av Hietanen (1943) och Simonen (1948). De surare leden motsvarar dock bättre den förra trenden.

I fig 29a, b och c finns grafiskt presenterade några huvudelements variationer mot Niggli's si.

$Mg/Mg+Fe_{tot}$ varierar mellan 0,16 och 0,33 (tabell 8). Förhållandet minskar med si. Gorbatshev (1971) har i de gotiska granitoiderna, av Filipstadstyp i Linköpingsområdet, fått högre värde av $Mg/Mg+Fe_{tot}$ -förhållandet, än vad de intermediära plutoniterna i Nömmenområdet visar.

K/K+Na ökar med si i djupbergarterna i undersökningsområdet. Variationen ligger mellan 0,52 och 0,60 för granitoiderna, medan de basiska djupbergarterna har lägre värden (0,31 - 0,53). I fig 29a och b finns den ungefärliga "gränsen" mellan svekofenniska och gotiska granitoider markerad. Linjen är utritad efter Gorbatschevs fig 17 och 18 (1971). De två diagrammen visar, att de granitoida bergarterna i undersökningsområdet sammanfaller med de fält, vilka Gorbatshev anger för gotiska granitoider.

Ca/Ca+Na (fig 29c) har en markerad trend, vilken minskar med en ökning av si. Atomförhållandet varierar mellan 0,31 och 0,43 för

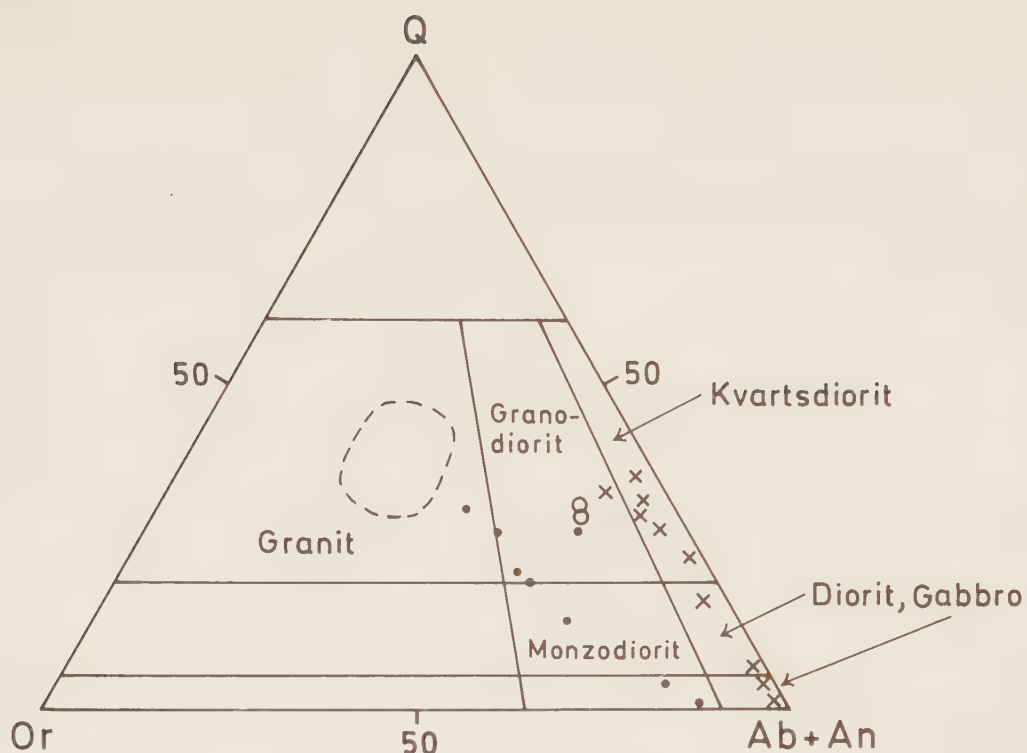


Fig. 24

Modala (x) och nomativa (•) sammansättningar av djupbergarterna (Terminologi efter Streckeisen 1967)

○ Sen-svekofenniska graniter (efter Gorbatshev 1971)

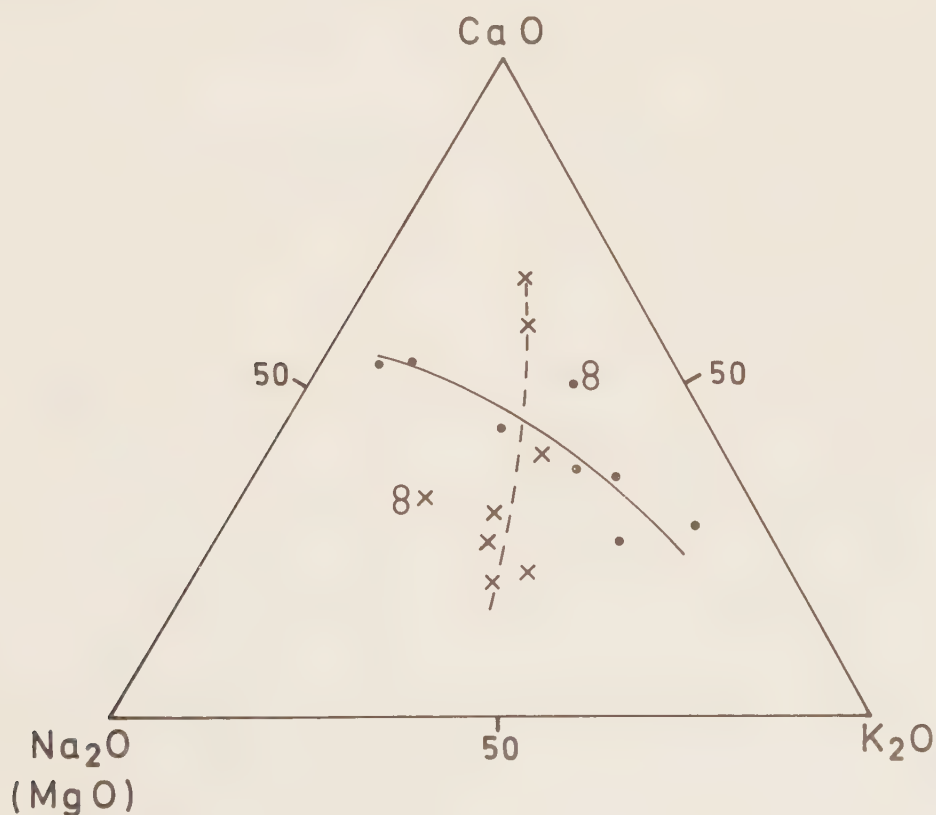


Fig. 25

Na₂O - CaO - K₂O (x) och MgO - CaO - K₂O (•) diagram av djupbergarterna

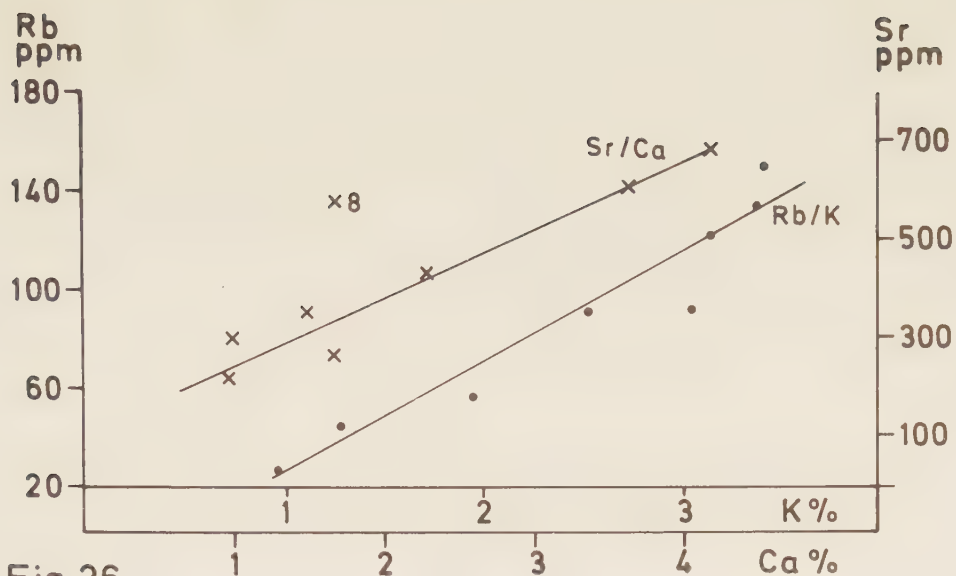


Fig. 26

Rb/K och Sr/Ca förhållandena i djupbergarterna

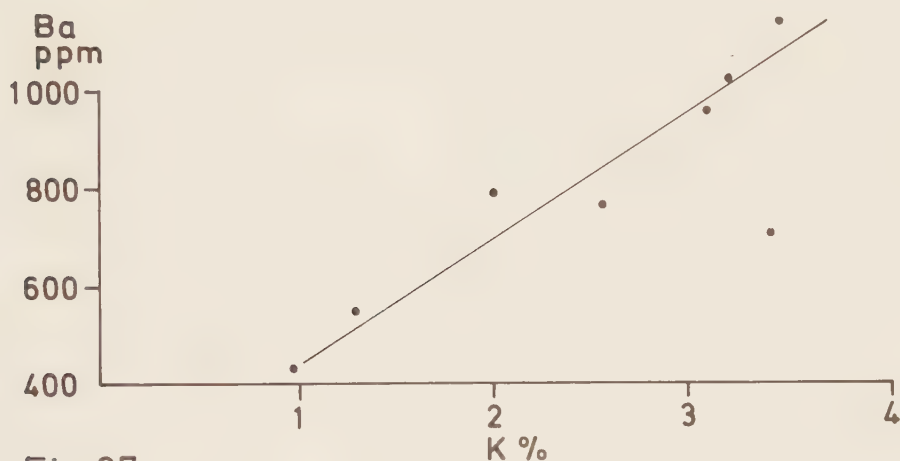


Fig. 27

Ba/K förhållandet i djupbergarterna

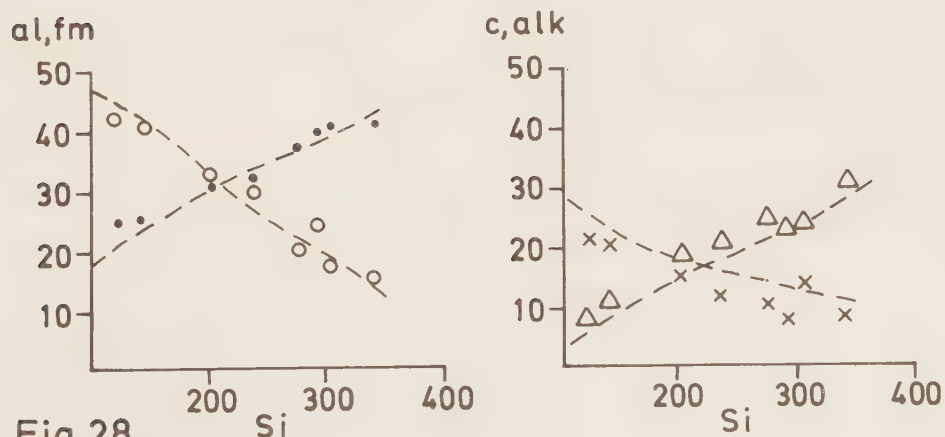


Fig. 28

Niggli-diagram för djupbergarterna

• = al, ○ = fm, × = c, △ = alk.

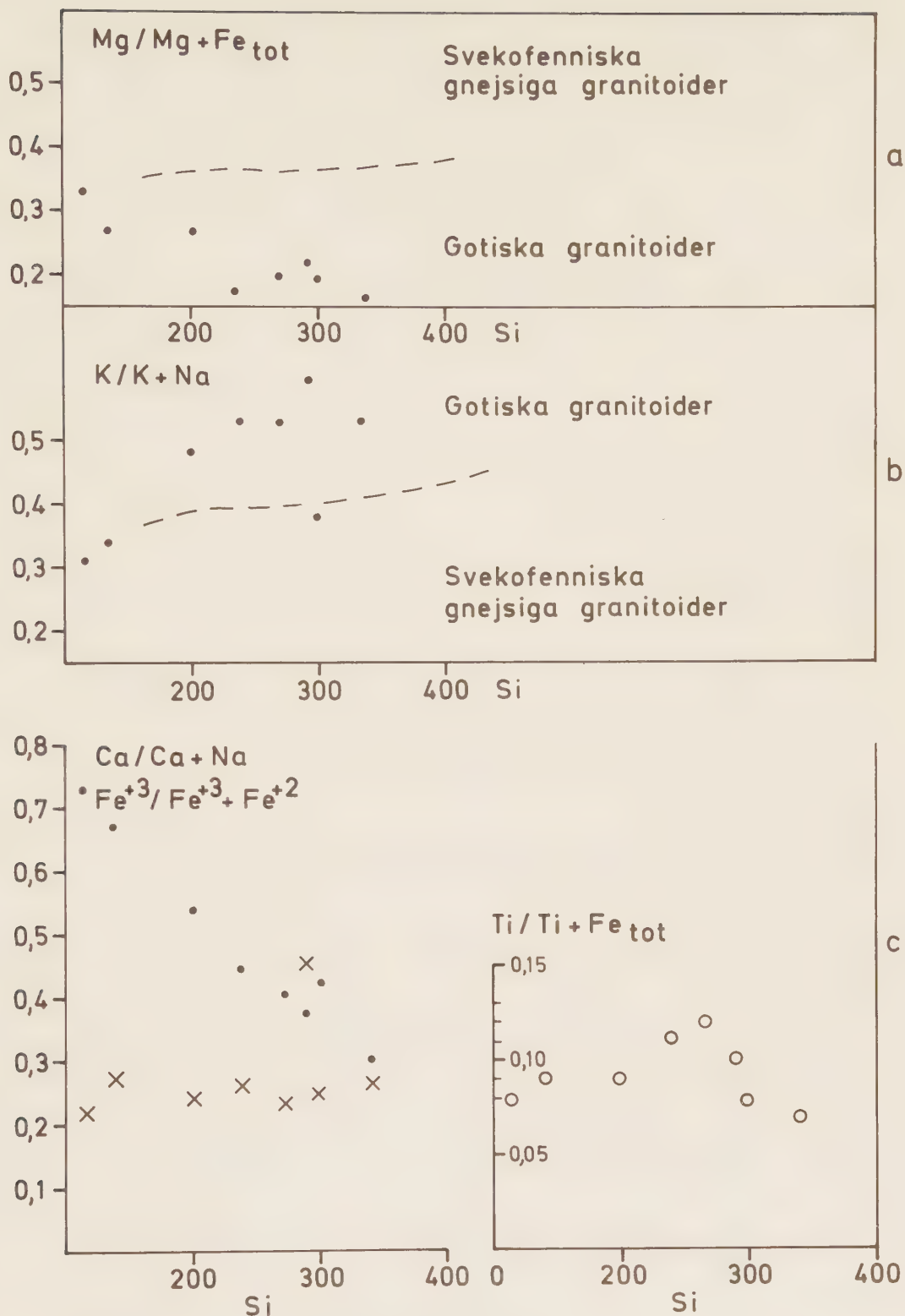


Fig. 29 a, b och c

Variationerna av olika atomförhållanden mot si i djupbergarterna. Linjen mellan gotiska- och svekofenniska granitoider efter Gorbatshev (1971).

Diagram c: • Ca/Ca+Na, × Fe³⁺/Fe³⁺+Fe²⁺, ○ Ti/Ti+Fe

Tabell 8. Kemiska analyser av djupbergarter (1 - 8) Kemiska analyser av Nömmenvulkaniter (9 - 15)

Analys (vikts-%)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	65,5	52,3	49,2	66,7	71,0	63,0	59,8	68,2	48,9	50,5	46,2	48,4	53,9	58,6	49,4
Al ₂ O ₃	15,8	16,4	17,6	15,6	14,8	14,8	15,8	16,0	17,7	18,1	18,0	15,9	16,8	17,4	14,3
Fe ₂ O ₃	0,90	3,11	2,54	2,15	0,78	1,96	1,80	0,84	3,63	4,91	3,38	3,46	2,49	3,30	2,89
FeO	3,15	7,25	7,57	2,36	1,97	4,83	4,75	2,30	5,70	5,82	7,60	8,15	7,69	2,07	8,94
MgO	1,26	4,80	6,29	1,56	0,66	1,80	2,95	0,95	4,42	3,55	6,73	5,63	3,37	2,48	5,19
CaO	2,87	7,31	8,51	2,00	1,94	3,27	4,61	3,38	8,18	9,36	9,02	10,12	6,65	6,73	13,22
Na ₂ O	3,97	3,43	2,96	3,09	4,17	3,76	3,73	4,28	3,37	3,35	3,41	2,13	4,40	4,44	2,17
K ₂ O	3,88	1,60	1,18	4,09	4,16	3,71	3,06	2,37	0,58	0,28	0,41	0,49	1,09	0,90	0,39
TiO ₂	0,65	1,25	1,13	0,62	0,26	1,04	0,78	0,32	1,69	1,79	1,45	1,68	1,34	0,86	1,16
MnO	0,08	0,17	0,17	0,13	0,07	0,12	0,12	0,08	0,12	0,13	0,14	0,17	0,18	0,07	0,25
L.O.I.	0,52	0,96	1,01	1,18	0,47	1,81	2,40	0,47	4,32	2,99	3,25	3,36	1,51	2,48	1,14
Summa	98,58	98,58	98,16	99,48	100,28	100,10	99,80	99,19	98,61	100,78	99,59	99,62	99,42	99,33	99,05

Tabell 3 (forts)

Analys	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Rb ppm	143	46	27	159	172	105	92	57	14	4	7	12	28	16	2
Sr ppm	354	604	678	300	227	275	436	582	713	652	517	391	360	703	312
Ba ppm	1030	550	430	1155	715	960	770	800	-	-	-	-	-	-	-
Rb/Sr	0,40	0,08	0,04	0,53	0,79	0,38	0,21	0,098	0,020	0,061	0,014	0,079	0,079	0,023	0,006
K/Rb	225	289	363	214	193	293	276	345	342	581	420	339	325	467	1619
Ca/Sr	58	36	89	47	60	84	75	41	82	103	125	185	130	68	301
Na/K	0,91	1,92	2,23	0,67	0,30	0,89	1,09	1,61	-	-	-	-	-	-	-
Ca/Ca+Na	0,41	0,67	0,73	0,38	0,31	0,45	0,54	0,43							
K/K+Na	0,52	0,34	0,31	0,60	0,53	0,53	0,48	0,38							
Mg/Mg+Fe _{tot}	0,20	0,27	0,33	0,22	0,16	0,18	0,27	0,20							
Fe ⁺³ /Fe ⁺³ +Fe ⁺²	0,24	0,26	0,23	0,45	0,26	0,27	0,25	0,25							
Ti/Ti+Fe _{tot}	0,12	0,09	0,08	0,10	0,07	0,11	0,09	0,08							
Mn/Mn+Fe _{tot}	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03							

Tabell 8 (forts)

Analys	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Niggilivården															
si	273	139	120	290	342	237	202	300	140	132	107	118	151	193	122
qz	68	-7	-15	92	113	47	27	100	-	-	-	-	-	-	-
al	39	26	25	40	42	33	32	41	30	28	24	23	28	34	19
fm	21	42	43	26	16	31	33	18	34	37	44	44	38	27	41
c	13	21	22	9	10	13	17	16	25	26	23	27	20	24	33
alk	26	12	9	24	32	23	19	25	10	9	8	7	14	16	6
mg	-	-	-	-	-	-	-	-	0,35	0,37	0,52	0,46	0,37	0,46	0,43
CIPW-norm															
Q	18,0	1,8	-	26,1	24,6	15,6	10,8	24,4	1,7	5,7	0,4 ¹⁾	2,1	2,4	13,4	1,6
C	-	-	-	2,5	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-
Or	23,4	9,6	7,1	24,6	24,6	22,3	18,6	14,1	3,7	1,7	2,5	3,0	6,5	5,5	2,3
Ab	34,3	29,7	25,7	26,6	35,3	32,4	32,4	36,7	31,2	28,9	29,2	21,3	38,0	38,8	18,7
An	14,1	25,2	32,2	10,1	9,4	12,8	17,8	16,9	34,4	34,2	33,8	32,1	23,4	25,7	28,7
Ab/An	2,43	1,18	0,8	2,64	3,77	2,53	1,82	2,17	-	-	-	-	-	-	-
Di	0,3	9,7	9,2	-	0,2	3,1	4,7	-	8,2	10,6	10,2	16,2	8,6	6,8	31,6
Hy	7,2	16,6	12,9	5,8	4,2	8,9	11,5	5,6	16,1	7,9	-	16,7	14,6	3,2	10,4
Ol	-	-	6,8	-	-	-	-	-	-	-	15,8	-	-	-	-
Suite index									2,65	1,76	4,56	1,27	2,77	1,80	1,02
Suite typ									medel	starkt	trans.	starkt	svagt	starkt	starkt
									paci-	paci-	atlan-	paci-	paci-	paci-	paci-
									fisk	fisk	tisk	fisk	fisk	fisk	fisk
									pigeo-	andesit	basalt	basalt	pigeo-	decit	basalt
									nit-	andesit		nit-	andesit		
Nomenklatur															
1) nefelin															

Tabell 8 (forts)

Analys	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	49,5	49,1	60,3	48,4	54,4	49,2	73,4	49,6	62,7	61,5	65,9	49,2	49,5	49,4
Al ₂ O ₃	15,7	16,2	18,2	16,3	16,7	15,2	11,5	11,5	14,5	16,9	16,1	14,8	17,4	16,2
Fe ₂ O ₃	3,85	4,11	1,72	2,73	2,55	2,91	3,73	1,16	2,31	2,24	1,27	3,06	3,36	3,21
FeO	6,97	4,65	3,35	6,77	4,07	9,27	1,24	7,39	3,36	3,17	3,30	7,56	6,72	7,14
MgO	5,82	7,78	2,68	5,37	4,99	6,04	0,58	15,29	3,40	3,64	1,76	7,63	4,69	6,16
CaO	9,30	11,57	4,97	12,03	10,84	9,50	2,00	8,82	5,34	4,19	3,77	10,42	3,05	9,74
Na ₂ O	2,72	2,48	4,68	2,05	2,56	1,66	2,36	1,50	2,68	3,78	4,39	2,11	3,32	2,72
K ₂ O	0,97	1,08	1,69	1,00	1,38	1,05	2,81	0,53	3,37	2,99	1,62	0,75	0,67	0,71
TiO ₂	1,63	0,72	0,92	1,47	0,37	1,46	0,83	0,40	0,62	0,72	0,63	1,18	1,55	1,37
MnO	0,17	0,14	0,06	0,11	0,13	0,12	0,03	0,16	0,06	0,02	0,06	0,17	0,14	0,16
L.O.I.	2,07	1,82	2,02	2,65	1,69	2,69	1,55	3,43	1,10	0,95	0,78	2,43	2,94	2,69
Summa	92,70	93,65	100,55	99,38	100,18	99,10	100,03	99,78	99,44	100,16	99,58	99,31	99,79	99,40

Tabell 8 (forts)

Analys	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Rb ppm	24	34	40	24	35	21	66	11	85	80	45	17	15	16
Sr ppm	649	530	619	674	607	314	190	226	519	712	449	439	583	511
K/Rb	338	264	350	346	327	414	353	400	329	310	299	324	387	355
Ca/Sr	102	156	57	127	128	215	75	280	73	42	60	205	114	160
Rb/Sr	0,037 0,064 0,065 0,036 0,058 0,067 0,347 0,049 0,164 0,112 0,100 0,042 0,042 0,042													

Niggilivärden

si	124	112	202	117	144	122	423	103	219	62	261	-	-	-
al	23	22	36	24	26	22	39	14	30	43	38	-	-	-
fm	44	43	27	38	34	47	25	62	34	29	25	-	-	-
c	25	28	18	31	31	25	12	20	20	11	16	-	-	-
alk	8	7	19	6	9	6	24	4	17	17	21	-	-	-
mg	0,49 0,62 0,49 0,5 0,57 0,47 0,19 0,76 0,52 0,36 0,41 - - -													

Tabell 3 (forts)

Analys	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
CIPW-norm														
Q	2,1	-	10,8	0,9	6,9	4,2	44,6	-	18,4	12,4	21,9	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	1,0	-	-	-	0,3	-	-	-
Or	5,9	6,5	10,1	6,1	8,3	6,4	17,0	3,3	20,3	17,8	9,7	-	-	-
Ab	23,8	21,5	40,2	18,0	22,0	14,6	20,4	13,2	23,1	31,9	37,6	-	-	-
An	28,7	30,5	24,0	34,8	30,5	32,1	10,1	24,0	17,9	20,3	19,0	-	-	-
Di	15,4	22,3	0,8	21,9	19,3	13,8	-	17,2	7,3	0,45	-	-	-	-
Ol	-	4,6	-	-	-	-	-	10,5	-	-	-	-	-	-
Hy	15,0	7,0	9,7	11,4	7,6	21,7	1,5	29,4	8,5	11,7	8,6	-	-	-
Suite index	2,09	2,08	2,20	1,72	1,36	1,18	0,88	0,62						
Suite typ	medel- paci- fisk	medel- paci- fisk	medel- paci- fisk	starkt paci- fisk	starkt paci- fisk	starkt paci- fisk	extremt paci- fisk	extremt paci- fisk	extremt paci- fisk					
Nomenklatur	basalt dorit- andesit	labra- dorit- andesit	ljus andesit	basalt	latit	pigeo- nit- labra- dorit- andesit	kvarts- latit	kvarts- latit	mafisk basalt					

Tabell 8. Kemiska analyser av sedimentbergarter

Analys (vikts-%)		30	31
SiO ₂		75,4	66,0
Al ₂ O ₃		10,8	15,6
Fe ₂ O ₃		2,41	4,61
FeO		2,31	2,51
MgO		1,57	1,99
CaO		1,39	0,72
Na ₂ O		3,50	1,85
K ₂ O		1,61	4,44
TiO ₂		0,50	0,60
MnO		0,08	0,06
L.O.I.		0,46	0,72
Summa		99,63	99,12

Analys		30	31
Rb ppm		83	142
Sr ppm		173	88
Rb/Sr		0,48	1,62

Niggli-värden			
si		414	284
al		35	40
im		34	37
c		8	3
alk		23	20
mg		0,38	0,34
T		+11,7	+13,7
t		+ 3,6	+16,4

CIPW-norm			
Q		44,2	34,2
C		1,1	6,5
Or		9,6	26,7
Ab		28,1	15,9
An		7,0	3,6
Di		-	-
Hy		5,8	5,0
Ol		-	-

Analys	Bergart	Lokal
1 ^{x)}	Granodiorit	280 meter N Stora Kalvö
2	Monzogabbro	450 meter NV Stora Kalvö
3	Monzogabbro	460 meter NV Stora Kalvö
4	Granit	Ljusholmsön
5	Megakristförande granodiorit	Norra Ljungö, 550 meter VSV Nömmen
6	Monzodiorit	1 km N Tjunnaryd
7	Monzodiorit	280 meter NV Tjunnaryd
8	Granodiorit	1 km OSO Stensjön
9	Andesit	700 meter OSO Ravelstrydsnäs
10	Andesit	300 meter S Ransholmarna
11	Basalt (tuff)	Skällholmarna, 400 meter NNO Getö
12	Basalt	Högehall, 200 meter NO Högö
13	Andesit	Svalö, 130 meter VSV Enholmarna
14	Dacit	100 meter NV Långö
15	Basalt	Stora Runö, 520 meter SSO Enholmarna
16	Basalt	110 meter S Stora Björkö
17	Andesit	Klockeberg, 1,3 km SSV Stensjön
18	Ljus andesit (tuff)	Hundö
19	Basalt	210 meter SV Ransholmarna
20	Latit (agglomerat)	Klockeberg, 1,4 km SSV Stensjön
21	Andesit (tuff)	250 meter ONO Getö
22	Kvartslatit	Lilla Hästö, 130 meter VNV Stora Hästö
23	Mafitisk basalt (gång)	80 meter SV Ransholmarna

x) Analyserna 1 - 8 normativ klassificering efter Streckeisen (1967).

Analys	Bergart	Lokal
24	Mörk kvartslatit (agglomerat)	Munkholmen
25.	Tuffit	140 meter VNV Harö
26	Tuffit	Aspö
27	Medeltholeiitiska Nömmenvulkaniter	
28	Medelkalk-alkalina Nömmenvulkaniter	
29	Medelsubalkalina Nömmenvulkaniter	
30	Glimmerkvarst	Linneryd, 860 meter OSO Björkö
31	Fyllit	Linneryd, 860 meter OSO Björkö

intermediära till sura djupbergarter, medan de basiska plutoniterna har värden mellan 0,45 och 0,73. Värdena är högre än de Gorbatshev (1971) angett. Oxidationsgraden, $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+3}+\text{Fe}^{+2}$, ligger omkring 0,25 och är nästan konstant för serien. Analys nr 4 har dock ett avvikande värde.

$\text{Ti}/\text{Ti}+\text{Fe}_{\text{tot}}$ har värden över 0,1 för si-värden mellan 237 och 290. För mera basiska och surare plutoniter är förhållandet under 0,1. Trenden visar en uppgång från basiska plutoniter till intermediära typer med ett si = 290. Därefter sker en nedgång. Gorbatshev (1971) har genomgående högre $\text{Ti}/\text{Ti}+\text{Fe}_{\text{tot}}$ -värden.

STRUKTURGEOLOGI OCH METAMORFOS

Vid strukturgeologiska undersökningar har framkommit att området drabbats av fyra deformationsfaser, vilka är benämnda D_1 , D_2 , D_3 och D_4 . Den fjärde fasen är av kataklastisk natur, och under denna fas bildades förkastningen, som stryker i VNV-OSO och delar undersökningsområdet i två delar.

Området söder om förkastningen domineras av VNV-OSO till O-V-liga strukturer. Djupbergarterna är vanligen folierade.

Norr om förkastningen har storstrukturen en NV-SO till VNV-OSO-lig riktning, medan kvartsdioriten är svagt tektoniskt påverkad.

Metamorfosen i området motsvarar Abukuma-typ (Winkler 1967).

Området söder om förkastningen

I sedimenten har tre foliationer, S_1 , S_2 och S_3 , kunnat identifieras, varav den andra (S_2) bildar områdets regionala foliation. På grund av hållfattigdomen, och därmed brist på strukturelement, har det inte varit möjligt att rekonstruera D_1 :s och D_2 :s strukturer (variationer i axiallinjer, synform- och antiformalstrukturer). En viss uppfattning om D_2 -strukturen fås dock genom variationerna av S_0 (lagringen) och S_2 (fig 30).

D_1 -deformationen är endast identifierbar i form av rester av S_1 -foliation, bestående av biotit- och muskovitorienteringar, i den starkare S_2 -foliationen (fig 31a och c). Några f_1 -veck har inte observerats. I pelitiska lager uppträder biotit och muskovit pre- till syntektoniskt till D_1 (fig 31). Plagioklaskristaller, delvis troligen i form av

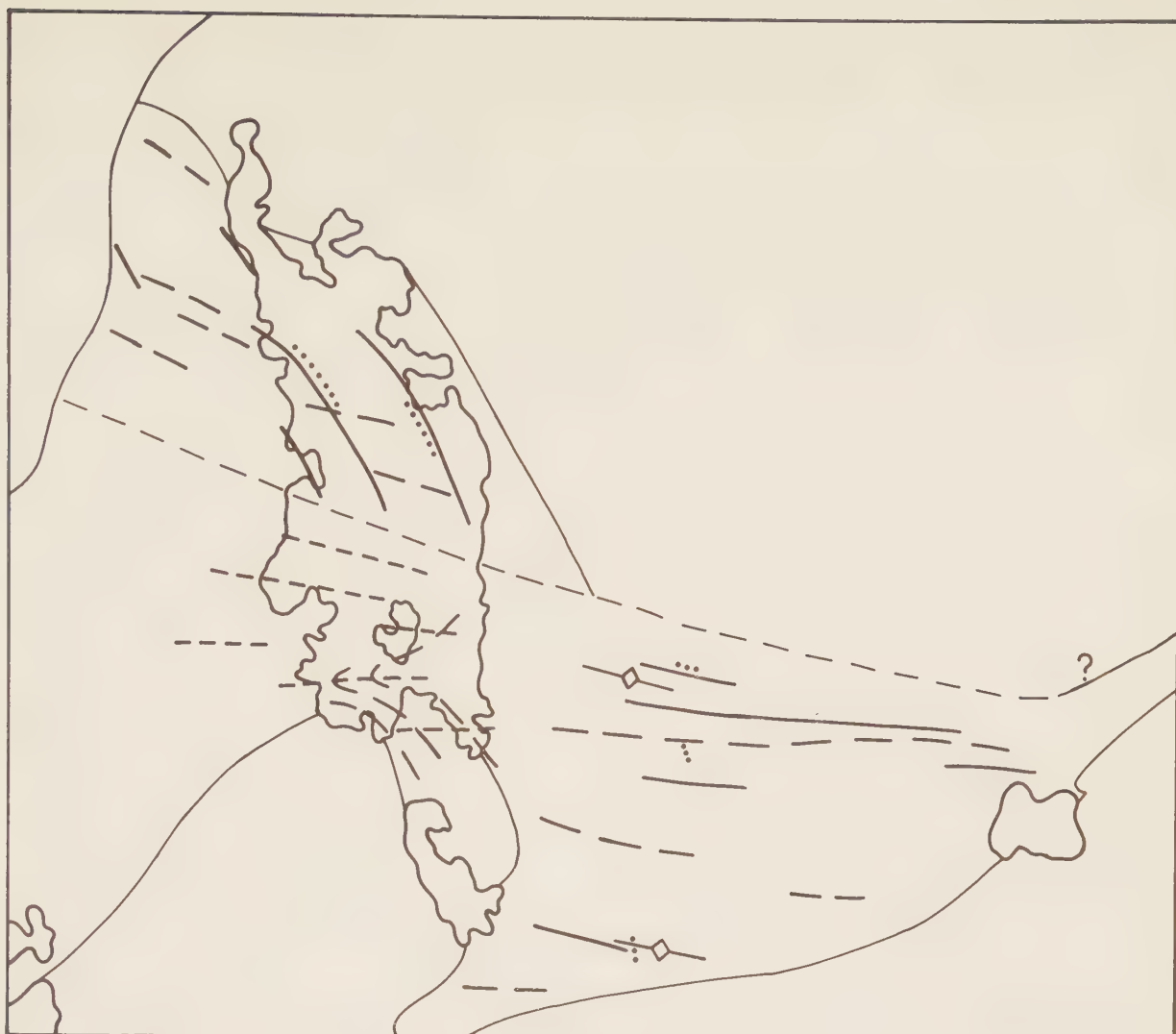


Fig. 30 "Trace" av S_0 , S_1 , S_2 och S_3 .

Grundkarta se fig.1

-  S_0 Lagring
-  S_1 Foliation
-  S_2 "
-  S_3 "
-  Antiform

fenoklaster, är pretektoniska, då de omslutes av S_1 -foliationen. Andalusit- och cordieritkristaller är posttektoniska till D_1 , eftersom de vuxit över och innesluter S_0 och S_1 (fig 31a och b). Söder om undersökningsområdet uppträder posttektoniskt hornblände i tuff/tuffitiska lager. Områdets metamorfa grad under D_1 -perioden motsvarade undre cordierit-amfibolitfacies (fig 31, tabell 9; Winkler 1967).

Under den andra deformationsfasen (D_2) deformerades S_1 av S_2 (fig 31a och c), och områdets regionala foliation utbildades. De veckstrukturer som vanligen återfinns i sedimenten och i de migmatitiserade sedimenten tillhör D_2 -fasen. Vecken uppträder dels som täta veck av "similar"-typ dels som intrafolierade veck i de migmatitiserade sedimenten (Ramsay 1967).

Vid lokalen 200 meter NNV Sälleryd är S_0 veckat och en stark S_2 -foliation är utbildad (fig 32a). S_1 har identifierats och syns i det närmaste vara subparallellt med S_0 (fig 31d). Vecket är tätt med ett brant axialplan. S_2 utgör veckets axialplanfoliation. Veckstilen är "similar". Lineationen S_0/S_2 stryker i O-V med 55° stupning mot V. Genom hällen löper en boudinerad 50 cm bred grönstensgång. Boudineringen skedde under D_3 -fasen, eftersom S_2 -foliationen är deformerad (fig 32e).

I de sura vulkaniterna, lokalen 200 meter SV Tjunnaryd, finns småveck av "chevron"-typ. De har en våglängd av ca 10 cm. Axialplanen är branta och deformerade (fig 32b). Foliationen S_2 stryker här i N60-70V.

Ett större f_2 -veck finns i en sedimentbergart vid Stigaskäl (3 km VSV Karstorp; fig 1). Vecket är tätt nästan isoklinalt med en amplitud av ca 2 meter. Veckstilen är "similar" med Z-form. S_2 -foliationen är subparallell med axialplanet och stryker i N65V med vertikal stupning. Veckaxeln stryker i N50V med en stupning av 30° NV. S_1 -foliationen är deformerad av S_2 (fig 31c). I anslutning till vecket finns "parasitiska" veck av Z-typ utbildade (Ramsay 1967). Vecket utgör en del av en större struktur och formen av småvecken antyder, att en antiform bör finnas norr om lokalen, medan en synform är trolig söder om (Ramsay 1967).

I de migmatitiserade sedimenten finns ett f_2 -veck, vilket är avskuret av den megakristförande granodioriten (fig 12b). Vecket är av "similar" typ och isoklinalt. En axialplanfoliation är utbildad,

I veckbenet är S_1 parallellt med S_2 .

De intrafolierade f_2 -veckan i de migmatitiserade sedimenten saknar vanligen en axialplanfoliation. Välutbildade veck finns på den sydvästra sidan av Djuvanäsklint (1,4 km ONO Djurseryd). Dessa veck är vanligen starkt heterogent deformerade. Vecken är isoklinala och veckstilen är av "similar" typ. Veckbenen kan ibland vara starkt utdragna. Axialplanen är branta. Där en axialplanfoliation är utbildad, är den subparallell med S_2 . I fig 32c finns ett exempel på ett intrafolierat f_2 -veck. Strainfördelningen i vecket kan studeras genom att andalusitporfyroblaster utgör "strain markers".

I diagrammet i fig 33a finns strukturgeologiska data samlade för D_2 -deformationen i sedimenten. S_2 och S_0 är brant stående och mer eller mindre subparallella, vilket antyder att veckningen varit starkt och veckens axialplan branta. Veckaxlarna varierar i strykning från O-V till NV-SO och stupar både åt V till NV och O till SO. Dessa variationer kan tillskrivas yngre deformationer, men kan även vara orsakade av att D_2 -deformationen varit heterogen (Ramsay 1962). Lineationen S_0/S_2 sammanfaller med veckaxlarnas riktningar och strykningar.

I de migmatitiserade sedimenten (fig 33b) varierar f_2 -veckaxlarnas strykningar kraftigare än i sedimenten, vilket är naturligt, eftersom äldre foliationer blivit starkare deformerade av D_3 -fasen intill djupbergarterna. Lagringen, S_1 - och S_2 -foliationerna är vanligen subparallella med NV-SO-liga och VNV-OSO-liga riktningar.

Cordierit liksom andalusit är pretektoniska i förhållande till D_2 (fig 31), medan muskovit, biotit, albit, kvarts och turmalin är syntektoniska. Klorit och turmalin uppträder som posttektoniska mineral i peliter, medan muskovit förekommer i kvartsrika bergarter. Granat uppträder dels syntektoniskt dels i huvudsak posttektoniskt till D_2 . Foliationen kan dock vara svagt böjd i ytterkanterna runt en del kristaller och "pressure shadows" uppträder hos några granater (Spry 1969). S_2 -foliationen är svagt böjd i granater med syntektonisk karaktär. Kristallerna har dock klart vuxit över S_2 -foliationen. Granaten är zonerad och visar ökad metamorf grad från centrum mot periferin (fig 35; tabell 10). Tillväxt kan sålunda ha skett i samband med ökad metamorf grad.

Granatens MnO-halt varierar mellan 9,2 och 11,6 % i centrum och mellan 8,5 och 10,1 % i periferin av de uppmätta kristallerna (tabell 10).

Metamorfa indexmineral	D ₁ pre- syntektonisk	post- D ₂ syntektonisk	syn- D ₃ posttektonisk	D ₄ ingen mineral- tillväxt
Klorit (Kl)				
Muskovit (Mu)				
Biotit (Bi)				
Granat (Gr)				
Andalusit (An)				
Kordierit				
Plagioklas		albit	An ≥ 15	
Kvarts				
Turmalin (Tu)				
Hornblände				
Bildat S	S ₁			S ₄
Veckat S				
Metamorf grad	Undre amphibolitfacies	Övre grönskifferfacies	Undre amphibolitfacies (kontaktmetamorfos)	



Fig. 31 Mineraltillväxt i sedimenten i förhållande till deformationsfaserna

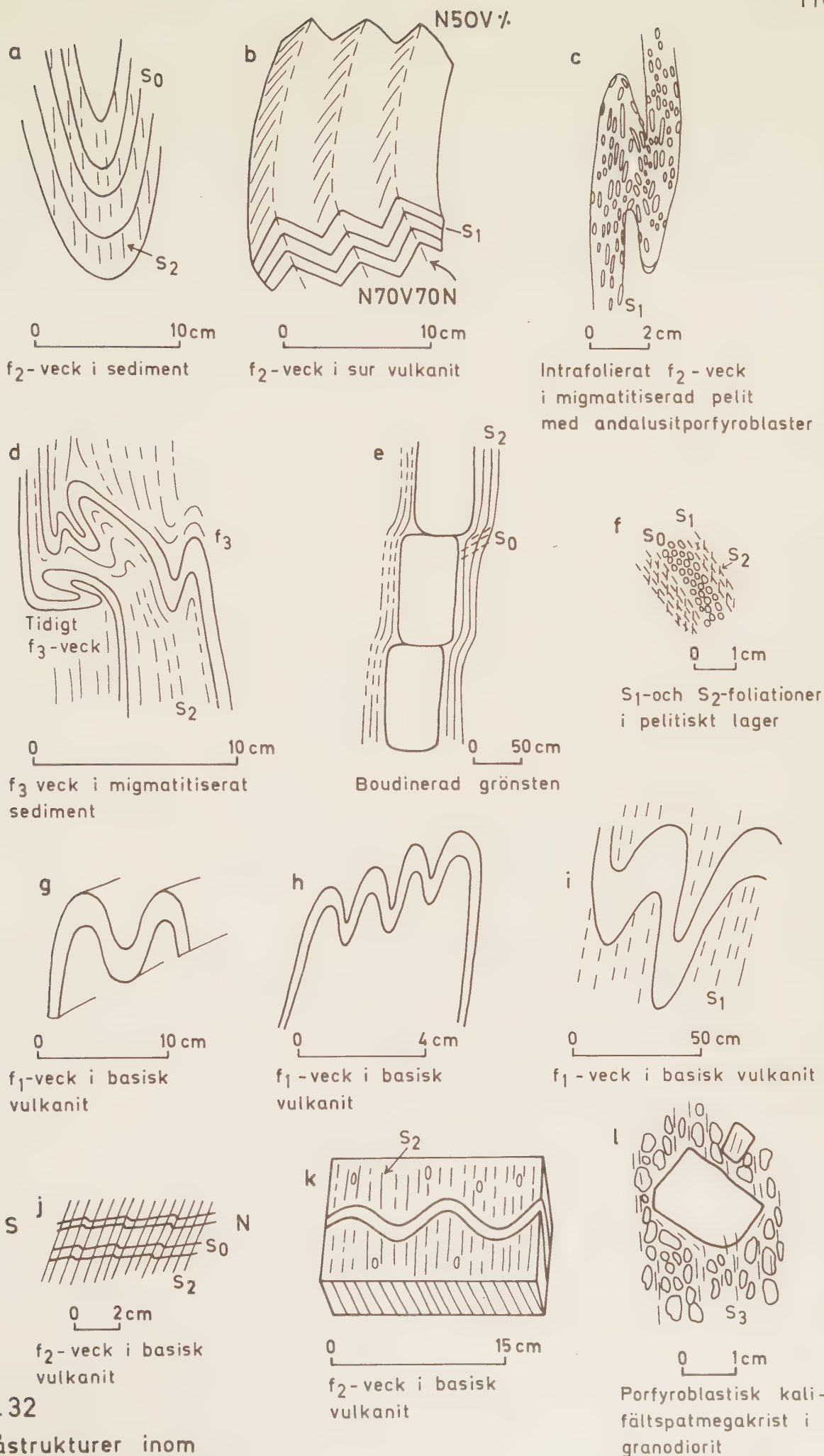


Fig. 32

Småstrukturer inom
undersökningsområdet

MgO- och CaO-halterna är relativt konstanta och varierar mellan 1,8 och 2,9 %. Granaten kan betecknas som en pyralspit (Deer m fl 1962). MnO-rik pyralspit uppträder i grönskifferfacies, medan almandinggranat förekommer i starkare metamorfoserade pelitiska bergarter av Abukuma typ facies (Winkler 1967). Winkler anger en MnO-halt mellan 11 och 17 % för granat i undre cordierit-amfibolitfacies. Granater utgör dock inga säkra indexmineral, då deras stabilitet är beroende av ett flertal faktorer (Hirschberg och Winkler 1968, Atherton 1968). Eftersom cordierit inte har identifierats i D_2 :s mineralparagenes har den metamorfa graden under D_2 -fasen troligen varit något lägre än cordierit-amfibolitfacies, möjligen övre grönskifferfacies (Winkler 1967).

Intrusionen av djupbergarterna skedde under D_3 -fasen. Vid intrusionen deformerades äldre foliationer och sedimentbergarterna närmast djupbergarterna blev böjda runt de senare. Den megakristförande granodioriten intruderade längs S_1 och S_2 i sedimenten. Eftersom sedimentbergarterna är starkare påverkade närmast djupbergarterna, syns D_3 -fasen ha en kontaktmetamorf karaktär.

De migmatitiserade sedimenten veckades tillsammans med megakristförande granodioritiska gångar och sliror (foto nr 21, fig 32d). Dessa veck har benämnts f_3 . De flesta är små med vanligen cm-stor våglängd. Maximala våglängden är omkring 1 meter. Vecken är isoklinala till täta av "similar" vecktyp och ofta starkt inhomogent uppträdande.

Någon regional S_3 -foliation syns inte ha bildats, utan foliationen uppträder i form av axialplanfoliation. Axialplanen är vertikala och stryker i O-V till VNV-OSO. Veckaxlarna stryker i O-V till VNV-OSO med varierande stupningar mot V och O (fig 33b).

Utmärkta hållar för studium av de olika veckfaserna och deras förhållande till djupbergarterna finns på Ljusholmsön (fig 12a och b). Sedimentbergarterna närmast djupbergarterna blev under D_3 -fasen kontaktmetamorfoserade. Pelitiska lager består av biotit-muskovit-cordierit-kvarts-basisk oligoklas, medan kvarts-fältspatbergarter är sammansatta av kvarts-biotit-muskovit-oligoklas-mikroklin. Den metamorfa graden motsvarar hornblände-hornfels facies, vilken är identisk med undre cordierit-amfibolit facies (Winkler 1967).

I sedimenten finns endast svaga antydningar av D_3 -deformationen, troligen beroende på att maximala tryckriktningen varit nästan

Tabell 9. Mineralparageneser

Bergarter	D ₁	D ₂	D ₃	post-D ₄ ?
Peliter	biotit		biotit	klorit
	muskovit	biotit	muskovit	muskovit
	kvarts	muskovit	cordierit	kvarts
	plagioklas	albit	kvarts	albit
	andalusit	kvarts	basisk eliseoklas	
	cordierit	granat		

Kvarts-fältspat-

bergarter	biotit	biotit	biotit	klorit
	muskovit	muskovit	muskovit	albit
	kvarts	albit	eliseoklas	muskovit
	mikroklin	kvarts	mikroklin	kvarts
	plagioklas	granat		

Tabell 10. Mikrosondanalyser av granater

Oxid	1		2		3	
	Centrum	Periferi	Centrum	Periferi	Centrum	Periferi
FeO	25,8	27,0	24,4	26,4	24,5	27,0
MnO	9,2	8,5	11,5	10,1	11,6	9,0
MgO	2,1	2,9	1,8	2,0	1,8	2,1
CaO	2,3	2,4	2,4	2,5	2,6	2,2

Granaterna 1, 2 och 3 i glimmerskiffer, 600 meter OSO Sälleryd.

vinkelrät mot S_2 . Äldre strukturer har härigenom accentuerats (t ex en ökad tillplattning av bollarna i konglomeratet) i stället för utbildning av en ny foliation (jmf Reynolds och Holmes 1954).

Boudineringen av grönstensgången vid lokalen 200 meter NNV Sälleryd har skett under D_3 -perioden. S_2 -foliationen, som är subparallell med gångens utsträckning, har blivit deformerad (fig 32e). Grönstensgången stryker i O-V. Eftersom boudinerna är förskjutna i förhållande till varandra har maximala och minimala tryckriktningarna under D_3 -fasen bildat vinkel med gångens utsträckning. Minimala tryckriktningen har haft en någon ONO-VSV-ligare riktning än gångens strykning (Rast 1956, Ramsay 1967).

Sedimenten påverkades under D_3 -deformationen av en lägre metamorf grad än de migmatitiserade sedimenten. Möjligen har den metamorfa graden motsvarat mellersta-övre grönskifferfacies.

Foliationen i granodioriten syns vara komplext bildad. Att den delvis är primärt anlagd under D_3 -fasen tyder följande på. Porfyroblaster av kalifältspat skär av granodioritens foliation (S_3) och foliationen kan fort sätta in i porfyroblasterna utan att deformerats (fig 32 l). En svag primär foliation finns även i partier i granodioriten med en primär eruptiv textur. Foliationen kan även delvis vara av kataklas-tisk natur, då texturen i granodioriten vanligen är mer eller mindre starkt kataklastisk (jmf sidan 74). Den kataklastiska deformationen kan delvis vara sent bildad, eftersom kalifältspatporfyroblaster lokalt är breccierade, och kan eventuellt vara utbildad i samband med D_4 -deformationen.

Foliationen i granodioriten på Stora Kalvö (beskriven på sidan 67) utgöres av orienterade megakrister omslutna av biotitkristaller. De flesta megakristerna ligger med sin längdaxel i foliationsriktningen, men ett fåtal bildar vinkel med den. De senare kristallerna har inte vuxit över foliationen, utan foliationen böjer runt dem. De granodioritiska megakristförande gångarna och slirorna, vilka genomsätter dioriten har en markerad foliation, vilken antas uppkommit i samband med gångarnas intrusion. Gångarna har i ett senare stadium blivit veckade och foliationen i gångarna har därvid blivit deformerad (fig 14a och b). Endast gångar och sliror, som bildar vinkel med foliationen, är veckade, medan de subparallella med foliationen inte deformerats. Axialplanen till vecken har en konstant riktning i O-V

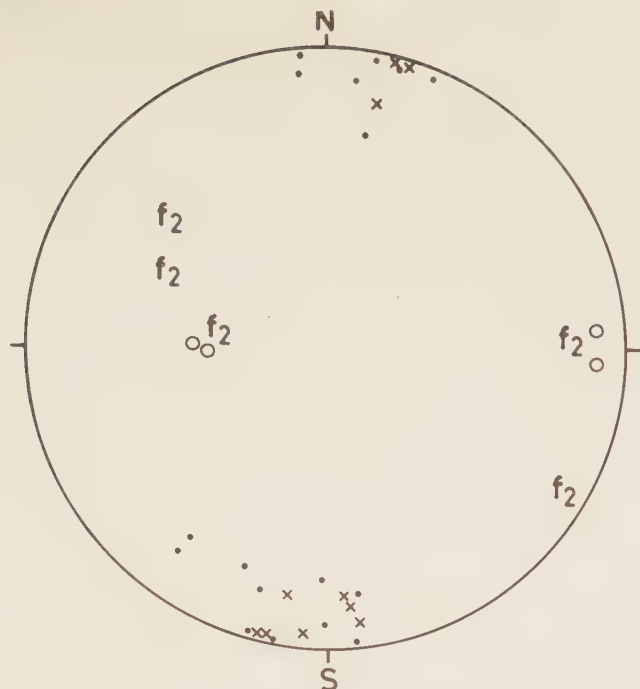


Fig 33a. Stereografisk projektion av strukturelement i sedimentbergarter.

- x polpunkt till lagringen (S_0)
- polpunkt till S_2 -foliationen
- o S_0/S_2 lineationen
- f_2 f_2 -småveck

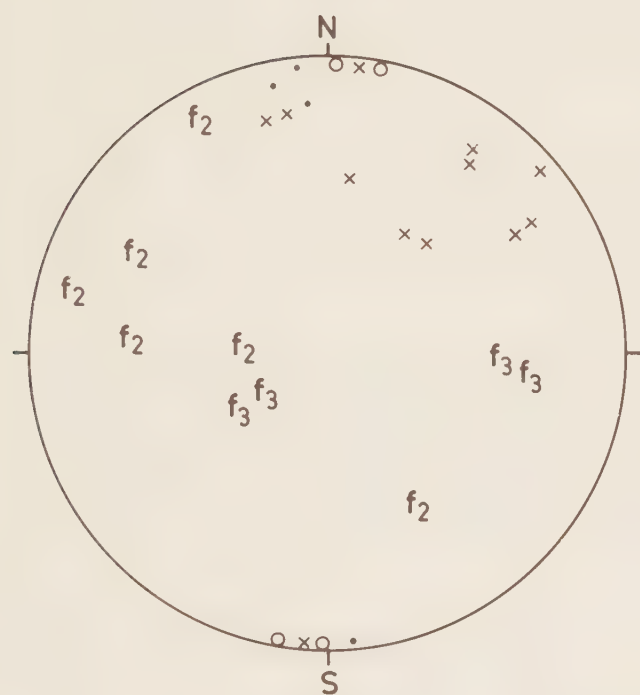


Fig 33b. Stereografisk projektion av strukturelement i migmatitiserade sedimentbergarter.

- o polpunkt till lagringen (S_0)
- x polpunkt till S_2 -foliationen
- polpunkt till S_3 -foliationen
- f_2 f_2 -småveck
- f_3 f_3 -småveck

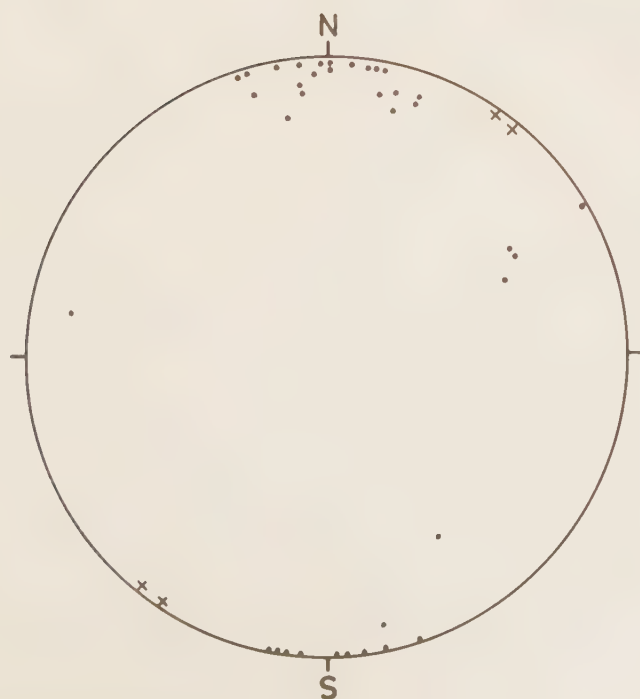


Fig 33c. Stereografisk projektion av strukturelement i granodioriten.

- polpunkt till S_3 -foliationen
- x polpunkt till skjuvplan

till VNV-OSO med brant stupning. Vecken har en relativt konstant våglängd och amplitud. Axialplanfoliationen till vecken är subparallell med dioritens foliation. "Strain"-mätningar av vecken visar, att de deformerats ca 60% (Ramsay 1967). Även pegmatitgången är svagt deformerad. En tunn apofys från pegmatitgången är starkt småveckad, med knappt cm-stora veck. Att de båda gångarna erhållit olika våglängder och amplituder under samma deformation beror på gångarnas olika måktigheter (Ramberg 1960, 1963).

Mikroskopiskt visar granodioriten endast en svagt kataklastisk deformation, trots stark tektonisk påverkan.

Deformationen av de sura gångarna och sliorna antyder att D_3 -fasen var aktiv i ett ganska sent stadium i djupbergarternas utveckling.

Den granitiska bergarten, som ligger i granodioriten 1,4 km ONO Djurseryd (se sidan 78), visar även att D_3 -deformationen var aktiv i ett sent skede. Bergarten har en markerad foliation i O-V av muskovitkristaller.

Ett flertal inneslutningar i granodioriten har sin längdaxel i VNV-OSO-lig riktning. Detta gäller även inneslutningar, som inte ligger i närheten av granodioritens kontakter. Orienteringen av inneslutningarna antas därför i huvudsak vara orsakad av D_3 -deformationen.

Området norr om förkastningen

Den öppna NV-SO till VNV-OSO-liga strukturen i Nömmenvulkaniterna antas vara bildade under den andra deformationen (D_2), vilken utbildade områdets regionala foliation (S_2) i VNV-OSO-lig riktning (fig 36). Djupbergarterna är svagt tektoniskt påverkade.

Ett fåtal strukturer finns, vilka tolkas tillhöra en äldre deformationsperiod (D_1). Någon regional S_1 -foliation är inte utbildad, utan foliationen förekommer sparsamt i form av en axialplanfoliation, vilken syns vara subparallell med S_0 . D_1 -deformationen har inte varit kraftig och genomgripande. Både svagt och något starkare deformerade områden finns. Det vulkaniska konglomeratet på Harö är nästan odeformerat, medan veckstrukturer inom andra delar kan vara slutna ("close"). En av orsakerna till denna heterogenitet kan vara, att veckstrukturerna vanligen förekommer i inkompetenta kalkrika lager.

D_1 -deformationen kan iakttagas på Aspö. I tuffiten finns ett f_1 -veck med en våglängd av ca 1 meter och med en amplitud av ca 1 meter (foto nr 2). Veckstilen är "similar". Axialplanfoliationen och S_1 är subparallella och stryker i N30V med en brant stupning.

På Getö finns några mindre f_1 -veck tillhörande D_1 -generationen (fig 9). Vecken ligger ofta i anslutning till kalkrika lager. Vecken är vanligen cm-stora med ett axialplan subparallellt med S_0 . Axialplanen stupar moderat mot V. Vanligen saknas dock en axialplanfoliation (fig 32g och h). Vecken är slutna till täta.

Strukturgeologiska data av D_1 -generationen i vulkaniterna finns i fig 34a.

D_2 -deformationen har veckat de äldre strukturerna i ett relativt öppet, svagt undulerande veck, som gett området sin NV-SO till VNV-OSO-liga form. En skiss av strukturerna finns i fig 36. Under D_2 -deformationen utbildades en svag regional foliation (S_2) i VNV-OSO-lig riktning (fig 36). S_2 -foliationen övertvårar S_0 och S_1 med stor vinkel. I småstrukturer har inte S_1 observerats att ha blivit deformerat av S_2 . Beroende på den svaga deformationen har endast ett fåtal småveck utbildats tillhörande denna generation.

På Getö genomsätts S_0 i den bandade tuffiten av S_2 (fig 32j). Vecken är av parallell typ, något asymmetriska med en svag S-form. Axialplanfoliationen stupar moderat mot S.

Ett annat veck finns på den sydvästligaste ön i Ransholmarna. I en folierad grönsten finns en veckad kvartsåder (fig 32k). Vecket är öppet och symmetriskt av parallell typ. Axialplanet är vertikalt och subparallellt med S_2 . Kvartsmandlar är orienterade i foliationsriktningen.

För att erhålla generationens D_2 -veckaxel har en stor cirkelbåge (π -cirkel) till S_0 utritats i fig 34b (Ramsay 1964). Konstruktionen förutsätter att S_1 är subparallell med S_0 , vilket är troligt att döma av S_1 -foliationens uppträdande. π -axeln syns ej utgöra D_1 -generationens veckaxel, eftersom uppmätta f_1 -veckaxlar bildar en storvinkel med π -axeln (fig 34a).

Av fig 34b framgår att D_2 -axeln stryker i N75O och stupar 50° mot V. I nära anslutning till π -axeln ligger lineationerna S_2/S_0 . S_2 -polernas storcirkel har en normal, som ligger i N-S och stupar 65° mot S.

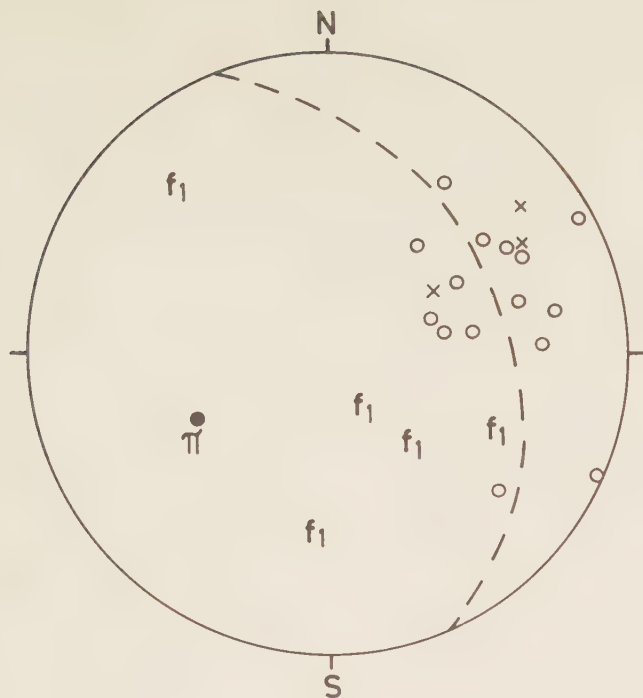


Fig 34a. Stereografisk projektion
av strukturelement i de
basiska vulkaniterna.
(D₁-generationen).

- o polpunkter till lagring m.
storcirkel
- x polpunkt till f₁ axialplan
- f₁ f₁-småveck
- π -axel

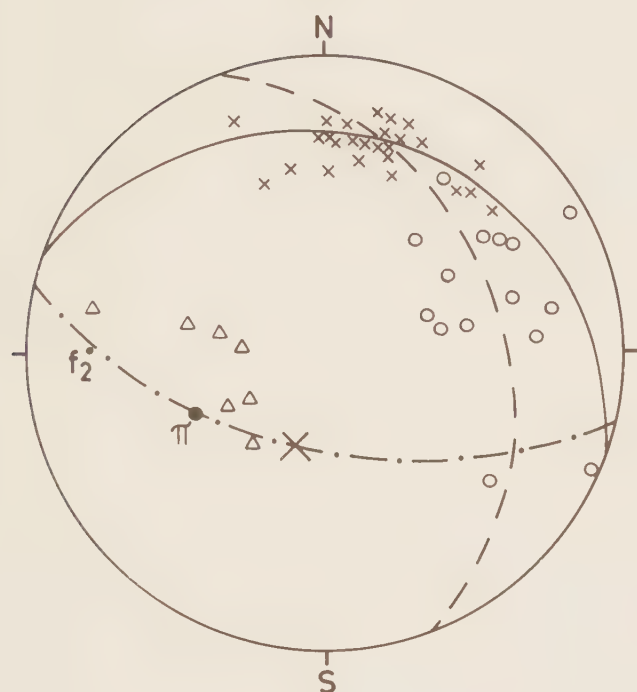


Fig 34b. Stereografisk projektion
av strukturelement i de
basiska vulkaniterna.
(D₂-generationen).

- o polpunkter till lagring m.
storcirkel
- x polpunkter till S₂-foliatione
m. storcirkel
- X polpunkt till S₂:s storcirkel
- Δ S₀/S₂ lineation
- π -axel
- f₂ f₂-småveck
- medelaxialplan till D₂

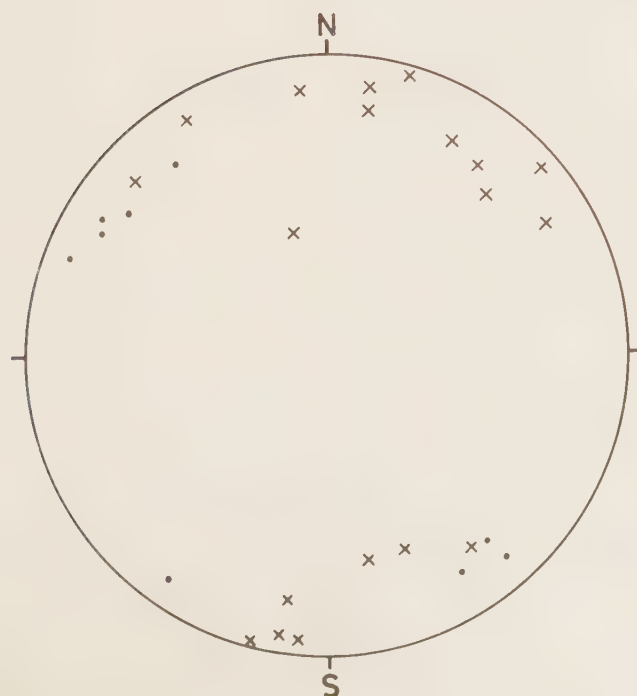


Fig 34c. Stereografisk projektion
av strukturelement i kvarts-
dioriten.

- x polpunkt till S₃-foliationen
- polpunkt till skjuvriktningar

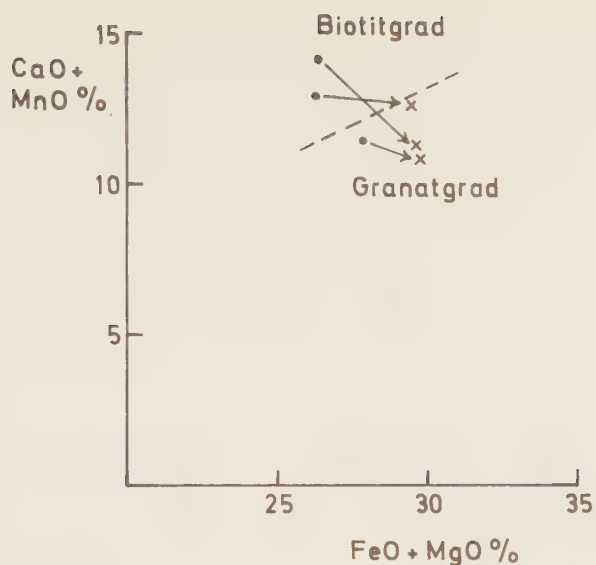


Fig. 35

FeO + MgO / CaO + MnO förhållandet i 3 undersökta granater samt granaternas förhållande till metamorfa graden. (Diagram efter Sturt 1962). (•) centrum och (x) periferi av samma kristall.

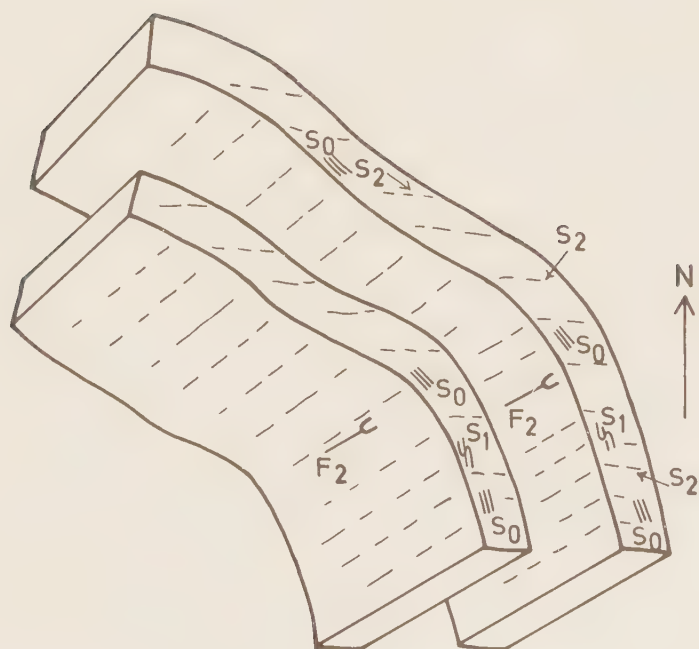


Fig. 36

Skiss av storstrukturen i de basiska vulkaniterna.

Både f_2 -vecket, π -axeln och normalen från S_2 -cirkeln faller på en gemensam storcirkel. Denna storcirkel är medelaxialplanet till D_2 -veckaxeln. Den regionala S_2 -foliationen kan sålunda utgöra axialplanfoliation till D_2 .

De basiska vulkaniterna befinner sig i undre grönskifferfacies. Vanliga parageneser är kvarts-albit-epidot-biotit-turalit och kvarts-albit-klorit-muskovit. Dessa parageneser bildades troligen under D_2 -generationen.

Lokalt finns plagioklas med en oligoklas-andesinsammansättning. Hornblände uppträder i ett fåtal mandlar, och pseudomorfoser efter pyroxen har iakttagits. Hornbländet är vanligen delvis nedbrutet till kvarts och kalcit. Pyroxenen är omvandlad till aggregat av klorit, biotit, kvarts och epidot. Ibland finns en relik kristallform kvar. Övervägande delen av mandlarna innehåller emellertid mineralparageneser, vilka är karakteristiska för grönskifferfacies. Mineralparageneserna visar att metamorfosen i vulkaniterna varit retrograd.

Kvartsdioriten i området är vanligen massformig, men en svag foliation kan lokalt vara utbildad. Den är dock inte uthållig. De mera uthålliga foliationerna finns i kontaktzonen mot ytbergarterna och är därför tolkade att ha bildats i samband med intrusionen. Uppmätta foliationsriktningar finns i fig 34c.

Intrusionen av kvartsdioriten syns ha skett post- D_2 , då S_2 -foliationen är avskuren av djupbergarten. På sidan 28 är nämnt, att biotitporfyroblasterna vuxit över S_2 -foliationen i en vulkanisk arenit. Tillväxten skedde troligen i samband med intrusionen. Både åldersdateringar och geokemiska analyser har visat, att djupbergarterna i området är ungefär likåldriga, och att de bör tillhöra samma serie.

Foliationen i kvartsdioriten bör därför benämnas S_3 .

I bergarten finns ett flertal starkt skjuvade partier, vilka har en NO-SV-lig riktning. De kan nå en bredd av flera tiotal meter. Dessa strukturer är yngre än kvartsdioritens foliation.

Kataklastisk deformation

Under den kataklastiska deformationen (D_4) erhöill området i stort sin nuvarande strukturella utformning. Förekastningen har en VNV-OSO-lig strykning och fortsätter troligen in på Vetlandabladet. Holst (1885) har iakttagit att granitmassivet i Edshult-Öknaområdet är starkt förskiffrat, skölgt och mylonitiserat (tät parallellstruktur) i sin södra kontakt. Förekastningen skulle därmed få en längd av ca 4 mil. Rörelser utefter förekastningen har troligen skett upprepade gånger efter D_4 -perioden (jmf Björnsson 1937, Persson 1973). Förekastningszonen har en bredd av 100 - 150 meter i undersökningsområdet.

Den kataklastiska deformationen har påverkat djupbergarterna och ytbergarterna mer eller mindre starkt och efter makro- och mikrostrukturer kan de kataklastiska bergarterna indelas i mikrobreccia, mylongnejs och blastomylonit (Higgins 1971). Foliationen, som utbildades under denna deformation benämns S_4 .

Mikrobreccia finns bl a i en järnvägsskärning 1,4 km NO Björkö. Bergarten är en mörk kvartsdiorit, vilken är starkt folierad och skölgt med porfyroklastar av kvarts. Foliationen stryker i ONO-VSV. Strieringar och harnesk tyder på horisontella rörelser. Mikroskopiskt är bergarterna sammansatta av en ojämnkornig massa av plagioklas, kvarts, kalifältspat, biotit, sericit och muskovit. Plagioklasen är sericitiserad och svagt breccierad. Kvartsen är starkt omkristalliserad och bildar stora sammanhängande kristaller, vilka framförallt innesluter plagioklasen. Kornfogarna mellan kristallerna innehåller rikligt med sericit och fint granulerad kvarts.

Blastomylonit förekommer i håll 230 meter NNV förre lokalen. Myloniten är utbildad i den ljusa kvartsdioriten och består av en bandad enhet med en bredd av ca 3 meter. Banden består av mer eller mindre väl följbara 5 - 10 cm breda, täta nästan afanitiska band med en ljusgrå till mörkgrå färg. Myloniten övergår successivt i sidobergarten. Mikroskopiskt har blastomyloniten en porfyroklastisk textur. Ett mindre antal krossade plagioklasporfyroklastar ligger i en starkt folierad ojämnkornig massa av kvarts, plagioklas, sericit och klorit. Kvartsen är omkristalliserad och bildar större granulära ej så starkt undulösa kristaller.

På Båtö (900 meter OSO Ravelstrydsnäs) är den megakristförande grandedioriten starkt tektoniserad. Myloniten kan betecknas som en mylonitgnejs. Foliationen stryker i VNV-OSO till O-V med en vertikal stupning. Bergarten är lokalt bandad genom att kvarts- och epidotrika band uppträder i foliationsriktningen. Kalifältspatmegakristerna är tektoniserade och ligger i foliationsriktningen. Texturen är porfyrnoklastisk innehållande rikligt med breccierade och krossade kalifältspatmegakrister. Mellan megakristerna finns kryptokristallinisk kvarts, vilken är starkt utdragen i foliationsriktningen (foto nr 26). Kvartsen är omkristalliserad och bildar långsträckta kristaller. Epidoten syns vara sent bildad. I matrix ingår även sericit och klorit.

Efter djupbergarternas intrusioner syns en regional metamorfos i undre grönskifferfacies ha drabbat området. Metamorfosen har påverkat både yt- och djupbergarterna. Dess relation till D_4 är osäker, men är möjligen post- D_4 .

Djupbergarterna visar tecken på omkristallisation. Plagioklasen är ofta omgiven av en albitisk- eller sur plagioklasbård. Kvartsen är starkt xenomorf och innesluter ett flertal kristaller. Biotiten i de intermediära plutoniterna är kloritiserad.

De basiska djupbergarterna är ofta omgivna av dioritiska randpartier. Enligt Elbers (1971) är detta tecken på en metamorf omvandling.

Pyroxenerna i gabbrobergarterna är i undersökningsområdet nedbrutna till uralitiskt hornblände lokalt även till aggregat av biotit, tremolit, uralit och klorit. Hornbländet innehåller ofta fläckar av tremolit. Omvandlingarna kan vara orsakade av deuteriska processer, men en möjlighet föreligger att sätta dessa omvandlingar i samband med en regional metamorf process. I sedimentbergarterna är granaten kloritiserad längs genomgångar och biotiten både i sedimentbergarterna och de migmatitiserade sedimentbergarterna visar omvandlingar till klorit (tabell 9).

DISKUSSION OCH SAMMANFATTNING

En förkastning i VNV-OSO delar undersökningsområdet i ett nordligt och ett sydligt område. Det norra området uppvisar lägre metamorf påverkan, lägre deformationsintensitet och avvikande kontaktförhållanden mellan yt- och djupbergarter i förhållande till det södra området.

De vulkaniska bergarterna i det norra området har tolkats uppbygga en monoklinal, som är svagt deformerad. Monoklinalen utgör troligen en del av en större struktur, eventuellt ena veckbenet av ett veck. Uppåtbestämmningar på Harö och Ravelsrydsnäs tyder på, att lagren är yngre mot väster och sydväst.

Det har varit möjligt att göra en relativt noggrann stratigrafisk indelning av vulkaniterna beroende på att primärstrukturer är relativt välbevarade och bergarterna svagt deformerade. Vulkaniterna bildar en grupp, benämnd Nömmenvulkanitgruppen, vilken består av tre informella formationer, nämligen undre, mellersta och övre. Pyroklastiska bergarter syns dominera över lavabergarter. Intermediära vulkaniter dominerar fragmentmaterialet i de vulkanoklastiska bildningarna. Endast ett fåtal plutoniska fragment har påträffats.

Kemiskt överväger basiska och intermediära vulkaniter, medan surare typer ingår i underordnad mängd. Bergarterna är subalkalina och uppvisar både tholeitisk och kalk-alkalin karaktär (Irvine och Baragar 1971). Endast en analyserad grönsten motsvarar den kemiska definitionen av spilit enligt Vallance (1960). Bergarten har högre K/Rb- och Ca/Sr-förhållanden än de övriga vulkaniterna. Analyserna 9, 10 och 11 visar svag spilitisk karaktär.

Alk/si-diagrammet (fig 18), de basiska vulkaniternas medelanalys (tabell 8, nr 29) samt spårelementfördelningen i fig 22 antyder att Nömmenvulkaniterna överensstämmer med recenta öbåge- och oceaniska tholeiiter eller recenta kontinentala orogena vulkaniter (jmf Engel 1963, Wilson m fl 1965, Glikson 1971).

Vulkaniskt konglomerat, vulkanisk breccia, vulkanisk arenit och tuffit förekommer företrädesvis i undre och övre formationerna. En stor del av de vulkaniska konglomeraten och brecciorna, bl a på Enholmarna, kan vara bildade genom slamströmmar (jmf Lundegårdh och Lundqvist 1956), men lokalerna på Harö och Ravelsrydsnäs visar att primärt vulkaniskt material blivit starkt omarbetat och avsatt relativt strandnära, möjligen även fluvialt bearbetat.

Organiska material i tuffitiska bergarter antyder, att dessa är avsatta mycket strandnära (Vidal och Röshoff 1971, personligt meddelande av F.K. G. Vidal).

"Pillows" eller "pillow"-liknande strukturer förekommer ytterst sparsamt i lavabergarterna. Endast på Skällöskärvet (400 meter NO Getö) har "pillow"-liknande strukturer påträffats. Sålunda syns större delen av den mellersta formationen i huvudsak vara terrestriskt avsatt (jmf MacDonald 1968). De "pillow"-liknande strukturerna på Skällöskärvet ligger i övre delen av mellersta formationen, där även de bildningar finns, som tolkas motsvara hyaloklastiter. Hyaloklastitbildningen på Ransholmarna är uppbyggd av fragmentartade partier, vilka delvis ursprungligen kan ha varit "pillows". Mellan dessa partier finns massformiga grönstenar, av vilka många har gångformig karaktär. Bandade tuff/tuffitiska lager finns i övre delen av bildningen (jmf Sturial 1963, Pichler 1965). Matrix mellan fragmenten består till övervägande delen av kalcit, men lokalt även grönstensmaterial. I recenta hyaloklastiter är matrix sammansatt av zeolit- och karbonatmineralt samt tuffogent material (Sturial 1963). Karbonatbildningen syns stå i samband med palagonitiseringen (Nayudu 1964), men karbonatet kan även vara av sedimentärt ursprung (Sturial 1963, Pichler 1965). I de vulkanoklastiska Nömmenvulkaniterna utgör kalcit ofta grundmassan. Vid den retrograda metamorfosen har Ca i huvudsak bundits i epidotmineralen, varför huvuddelen av karbonatbildningen troligen står i samband med den vulkaniska aktiviteten (jmf Crook och Moorhouse 1968).

De sedimentära bergarterna utgör endast en mindre del av ett större sedimentkomplex, varför några stratigrafiska indelningar inte är gjorda. Inom undersökningsområdet består sedimentbergarterna i huvudsak av glimmerkvartsiter, kvarts-glimmerfylliter, glimmerskiffer och konglomerat med arkosartade inlagringar. Bergarterna har en semipelitisk sammansättning och de grövre lagren uppvisar ofta en subgråvackeartad textur. "Crossbedding" och "graded bedding" förekommer sparsamt. Konglomeratet är i huvudsak sammansatt av olikfärgade, sura och intermediära vulkaniter. Underordnat ingår sedimentära bergarter.

Vulkanisk aktivitet förekom under sedimentationen. I södra delen av sedimentstråket (fig 1) ingår rikligt med basiska tuff/tuffit-inlagringar.

Sura vulkaniska bergarter anträffas i sedimentbergarterna strax söder Tjunnaryd. Dessa bergarter utgör dock inte ursprungsmaterial till de sura vulkanitbollarna i konglomeratet.

Ytbergarterna genomgick två deformationer före intrusionen av djupbergarterna. I sedimenten har endast relikter av S_1 -foliationen identifierats av den första deformationsfasen (D_1). Andalusit och cordieritporfyroblaster uppträder som posttektoniska mineral till S_1 . D_1 :s veckstil har inte kunnat fastställas, men i ett flertal fall är S_1 subparallell med S_0 , vilket kan antyda en relativt stark veckning. Den metamorfa graden motsvarade cordierit-amfibolitfacies (Winkler 1967). Under den andra deformationsfasen (D_2) veckades S_0 och S_1 i sedimentbergarterna och en regional S_2 -foliation bildades. De veckstrukturer, som påträffas i sedimenten tillhör denna fas. Sedimenten veckades samman till täta, nästan isoklinala strukturer med branta axialplan. Veckstilen är "similar". Enligt Ramsay (1967) kan bara två processer ge upphov till denna vecktyp, nämligen "progressive inhomogeneous simple shear" eller "a uniform homogeneous strain together with a progressive inhomogeneous simple shear". Eftersom skjuvningen är inhomogen kan de veckaxlar som bildas variera i stupning inom samma struktur (Ramsay 1962). Mycket stor betydelse för de nybildade veckaxlarnas stupningar är även de äldre S -planens strykningar och stupningar före deformationen (Ramsay 1967). Ett flertal faktorer, oberoende av yngre deformationsfaser, kan därför orsakat veckaxlarnas variationer i området.

Reorientering av uppmätta strukturelement, för att erhålla den ursprungliga orienteringen av D_1 är inte möjlig, eftersom deformerade f_1 -lineationer inte har observerats. Den relativa intensiteten av småstrukturer mellan D_1 - och D_2 -faserna syns dock visa, att D_1 :s ursprungliga axialriktning troligen bildat relativt stor vinkel mot D_2 , eftersom D_1 -strukturer förekommer sparsamt (Ramsay 1967).

Den metamorfa graden under D_2 -generationen motsvarar troligen övre grönskifferfacies.

Den NV-SO- till VNV-OSO-liga formen av Nömmenvulkaniterna skapades under den andra deformationen (D_2). Den regionala S_2 -foliationen stryker i VNV-OSO med en brant stupning mot söder och kan utgöra D_2 -axelns axialplanfoliation. D_2 -generationens π -axel stryker i ONO-VSV med en moderat stupning mot VSV. Småveck med avvikande axialplansstrykningar mot D_2 -generationen antyder att dessa bildats under en äldre deformation (D_1). Axialplanen till dessa veck är subparallella med S_0 . Veckstilen av den första veckfasen har inte kunnat fastställas, men syns

ha varit relativt svag. De slutna f_1 -veckan finns ofta i kalkrika lager, vilka har stor inkompetens, och därför veckas lätt.

Ungefär hälften av undersökningsområdet består av plutoniska bergarter, vilka bildar en differentierad serie från gabbro-diorit, kvartsdiorit till granodiorit. Den normativa klassificeringen antyder att bergarterna är något Or-rikare än vad som framkommit vid den modala analyseringen. Djupbergarterna visar väldefinierade trender (fig 24, 25 och 26) och spårelementförhållandena antyder att differentiationen möjligen skett genom fraktionering. Den ljusa kvartsdioriten avviker i ett flertal fall från de allmänna trenderna, men eftersom endast en analys är gjord på denna bergart, kan orsakerna till avvikelserna inte närmare diskuteras. Variationerna av Nigglivärderna visar att djupbergartserien överensstämmer med trondhemittrenden publicerad av Hietanen (1943). De intermediära djupbergarterna har vid Rb/Sr "whole-rock" analysering åldersdaterats till 1839 ± 58 milj år. Bergarterna tillhör sålunda den Svekofenniska perioden (Welin 1966b).

I jämförelse med gotiska och svekofenniska granitoider i Linköpingsområdet (Gorbatshev 1971) visar djupbergarterna kemiska likheter föredragsvis med de gotiska bergarterna. Plutoniterna i Nömmenområdet har lägre $Mg/Mg+Fe_{tot}$ - och $Ti/Ti+Fe_{tot}$ -förhållanden, medan $Ca/Ca+Na$ -förhållandet är något högre än de gotiska granitoiderna.

Granodioritens kontaktförhållande mot sedimentbergarterna har i huvudsak para-autokton karaktär, medan kvartsdioriten har ett alloktont utträdande mot vulkaniterna (Hutchison 1970).

Utanför undersökningsområdet har granodioriten i några fall uppvisat övervägande allohton prägel mot sedimentbergarter. Dessa sedimentbergarter syns dock ha karaktären av mindre inneslutningar i granodioriten. McRitchie (1971) har funnit att synkinematiska para-autoktona plutoniter har en stark foliation, medan synkinematiska alloktona och senkinematiska alloktona djupbergarter har en "subsequent cataclastic foliation". Granodioriten i undersökningsområdet har vanligen en foliation (S_3) mer eller mindre kraftigt utbildad, men i starkt kalifältspatförande partier är bergarten massformig. Foliationen syns i huvudsak vara bildad under D_3 -fasen. Foliationen är lokalt av kataklastisk natur och kan delvis vara bildad under D_4 -perioden.

Kalifältspatmegakristerna i granodioriten uppträder dels som fenokrister dels som porfyroblastar. Bildningen av porfyroblasterna har skett postmagmatiskt och är yngre än S_3 -foliationen i granodioriten (jmf Mehnert 1968).

I samband med intrusionen av djupbergarterna deformerades sedimentbergarterna. I södra delen av området har S_1 - och S_2 -foliationerna böjdes runt de basiska massiven. I ett något senare stadium intruderade granodioriten. I sedimenten skedde intrusionen längs sedimentbergarternas äldre foliationer, vilket orsakade "lit-par-lit"-liknande strukturer i sedimentbergarterna närmast granodioriten. Plutoniten och de migmatitiserade sedimenten veckades tillsammans (D_3). D_3 -fasen hade en kontaktmetamorf karaktär och sedimentbergarterna närmast granodioriten metamorfoserades i hornblände-hornfelsfacies. Längre från kontakten metamorfoserades sedimentbergarterna troligen i mellersta-övre grönskifferfacies. I sedimentbergarterna har ingen S_3 -foliation identifierats, möjligen beroende på att foliationen i stort varit subparallell med S_2 . Vid kvartsdioritens intrusion blev inte vulkaniterna plastiskt deformerade.

Efter ögontillväxten i granodioriten utsattes berggrunden för en 4:e deformation (D_4), vilken hade kataklastisk karaktär. Vid deformationen blev kalifältspatmegakristerna i granodioriten breccierade och krossade.

Efter plutoniternas intrusion metamorfoserades berggrunden. Metamorfosen har drabbat både djup- och ytbergarterna och syns därför ha regional omfattning. Troligen skedde omvandlingen post- D_4 .

Möjliga orsaker till metamorfosen utgör bl a "Smålandsgraniternas" intrusion och/eller påverkan av den svekonorvegiska orogenesen.

Tre generationer gångbergarter har identifierats. De två äldsta generationerna består av uralitdiabaser och diabasporfyriter, medan en yngre generation diabaser är likåldriga med Almesåkraformationens diabaser. Den äldsta generationen finns framför allt inom Nömmenvulkaniterna och uppträder oftast med NV-SO- till VNV-OSO-liga strykningar.

Den näst äldsta gånggenerationen intruderade efter djupbergarternas kristallisation. Dessa gångar syns vanligen ha O-V-liga strykningar (Asklund 1923, Gorbatshev 1961).

Jag vill härmed framföra ett tack till min lärare och handledare prof Sven Hjelmqvist, som med stort intresse följt min undersökning samt bistått med värdefulla råd och anvisningar. Han har också vid ett flertal tillfällen exkurerat i området samt kritiskt granskat manuskriptet. Fil dr Lars Persson har underlättat mitt arbete genom uppslagsrika diskussioner och givit sina synpunkter rörande Smålands geologi samt deltagit i ett flertal exkursioner till området. Han har även granskat manuskriptet och medverkat vid utarbetandet av tabell 1.

De kemiska analyserna har utförts under ledning av fil kand Zoltan Solyom, som även granskat den geokemiska delen av detta arbete. Fil kand Wiking Andersson har deltagit i för mig stimulerande diskussioner samt noggrant granskat manuskriptet. Fil kand Gonzalo Vidal har utför analyser angående bergarternas organiska innehåll. M.Sc. Paul Taylor, University of Oxford, har utfört åldersdateringar av djupbergarterna.

Renritning av kartor och diagram har utförts av kartriterskan Siri Bergström. Avhandlingen har renskrivits av fröken Mare Sergo och fröken Aina Remnemark. Mikrofotografering och kopiering av fotografierna har gjorts av fil stud Ulf Lindemark. Slipprouven har tillverkats av inst tekn Hugo Wihlborg. Manuskript till litteraturförteckningen har utskrivits av lab ass Ingrid Steneström. Fil kand Brian Holland har språkgranskat den engelska texten.

Undersökningen har ekonomiskt stötts genom anslag ur Matematisk-naturvetenskapliga fakultetens fältarbetsanslag och ur deras anslag för ograduerade forskare. Dessutom har medel erhållits ur Dagny och Eilert Ekwalls stipendium samt T. Nordströms testamentsfond.

Till ovan nämnda personer och institutioner samt övriga kollegor ber jag att få tacka.

SUMMARY

This paper deals with a petrological investigation of a supracrustal succession of the Vetlanda series and associated plutonic rocks. The area is situated 10 km SE Nässjö in southeastern Sweden.

Rb/Sr age determinations of the intermediate igneous rocks have revealed a Svecofennian age (1839 m.y.).

The supracrustal succession is comprised of both volcanic and sedimentary rocks. The former is a NW-SE to WNW-ESE striking monocline and out-crops in the central, western and northwestern parts of the area. The units are younger towards west and southwest. The rocks have been subdivided into 3 informal formations, lower, middle and upper, which form the Nömmen volcanic group (fig. 5).

Basic to intermediate volcanics predominate over acid volcanics. The rocks are sub-alkaline with both tholeiitic and calc-alkalic characteristics. One sample resembles a spilite according to Vallance (1960).

The volcanics resemble recent island arcs and oceanic tholeiites or recent continental orogenic volcanics (Engel et al. 1965, Wilson et al. 1965). The pyroclastics grade into volcanic conglomerates, volcanic breccias, volcanic arenites and tuffites. These rocks are mainly found in the lower and upper formations. Organic remains have been found in tuffitic layers and reveal near shore deposits (Vidal and Röshoff 1971).

Pillows and/or pillow-like structures are rare and have only been recognised at one locality in the upper part of the middle formation. Here also structures have been found which may correspond to recent hyaloclastites. Amygdaloidal lavas predominate in the middle formation.

The sedimentary rocks exposed in the investigated area are only a small part of a larger sedimentary succession (fig. 1). The rocks have a general E-W to WNW-ESE strike with a high dip and crop out in the southeastern and eastern parts of the area. No stratigraphic subdivision has been made of the sediments. The rocks are comprised of semi-pelites containing rather small amounts of non stable phenoclasts. Thin pelitic layers are intercalated. Sedimentary structures are rare.

A conglomerate is dominated by differently coloured acid to intermediate volcanic pebbles and boulders while different sedimentary rocks are subordinated.

Volcanic activity proceeded during the sedimentation. Tuff/tuffitic layers are intercalated in the sedimentary rocks south of the area (fig. 1). Acid volcanics are found south of Tjunnaryd. These acid rocks do not seem to form the acid volcanic pebbles and boulders found in the conglomerate.

The supracrustal rocks were deformed twice before the intrusion of the plutonic rocks. A relict S_1 -foliation is locally found in the sediments, but no folds have been recognised of the D_1 -deformation. Andalusite and cordierite porphyroblasts are post-tectonic to S_1 . The metamorphism during the first deformation phase corresponds to cordierite-amfibolite facies (Abukuma type; Winkler 1967). During the second deformation S_0 and S_1 were deformed. The S_2 -foliation forms the regional foliation. The folds are tight to isoclinal with high axial-planes. The style is similar. The relative intensity of the deformed D_1 - and D_2 -structures reveals that the D_1 axial trace probably made a high angle to the D_2 axial trace. The trace of D_2 has not with certainty been found because of the lack of outcrops, but seems to have had an E-W trend in the area. The metamorphic grade during the D_2 -deformation probably was upper green-schist facies, as pyralspite garnets are syn- and post-tectonic to S_2 . The NW-SE to WNW-ESE structures in the volcanics were formed during the second deformation. The regional foliation (S_2) has a WNW-ESE strike and a moderate to high dip towards S. The D_2 -fold axis has a ENE-WSW strike with a moderate plunge towards WSW.

Small structures with NW-SE axial-planes indicate an older deformation phase (D_1). The axial-planes are subparallel to S_0 . Both deformations in the volcanics have been very weak.

About half of the area is comprised of plutonic rocks which make a differentiated series from gabbro- diorite- quartz- diorite to granodiorite. Both major and trace elements indicate that the differentiation probably was caused by fractional crystallisation.

The south area is dominated by granodiorite with potash megacrysts.

Towards the sedimentary rocks the granodiorite has a para-autochthon character, while the quartz-diorite in the northern part of the area has an allochthon appearance towards the volcanic rocks. The granodiorite usually has a more or less well defined foliation (S_3), but many parts are massive. The foliation may locally be cataclastic and may partly have developed during the D_4 -deformation.

S_1 and S_2 in the sediments were deformed by the intrusive basic plutonics. The granodiorite intruded along the older foliation and "lit-par-lit"-structures were formed close to the plutonic body. The D_3 -deformation has a contact-metamorphic character in the hornblende-hornfels facies. No S_3 -foliation has been identified in the sediments probably due to that S_3 is subparallel to S_2 . The sediments were probably metamorphosed in the middle -upper-greenschist facies. The quartz-diorite did not plastically deform the volcanics.

After the growth of the porphyroblastic potash-feldspars in the granodiorite the area was subjected to a fourth deformation (D_4). The WNW-ESE striking fault was formed and divided the area into a northern and a southern subarea.

A regional metamorphism seems to have overridden the rocks after the intrusion of the plutonic rocks. The metamorphose has affected both the supracrustal and the plutonic rocks.

Three generations of dykes have been distinguished. The oldest generation, consisting of diabase and diabase porphyrites, are more or less contemporary with the Nömmen volcanic group. These dikes have mainly NW-SE to WNW-ESE directions. A second generation intruded after the crystallisation of the plutonics. They normally have an E-W strike. The youngest generation is comprised of dolerites with a Jotnian age.

LITTERATURFÖRTECKNING

GFF = Geologiska Föreningens Förhandlingar

SGU = Sveriges Geologiska undersökning

- Asklund, B., 1921: Några urbergstektoniska problem från Östergötland. GFF 43.
- 1923: Bruchspaltenbildungen im südöstlichen Östergötland. GFF 45.
- 1927: Om Fennoskandias algonkiska geologi och formationsindelning. GFF 49.
- Atherton, M.P., 1968: The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. Contr. Mineral. and Petrol. 18.
- Badgley, P.C., 1959: Structural methods for the exploration geologist. - New York.
- Bailey, E.M. and Stevens, R.E., 1960: Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. Amer.Min. 45.
- Berg-Lembke, E., 1970: A microscopic study of the Almesåkra quartzite-dolerite conglomerate. GFF 92.
- Björnsson, S., 1937: Sommen-Åsundenområdet. En geomorfologisk studie. Medd. Lunds Univ. Geogr. inst. Avh IV.
- Blokhina, L.I., Koptev-Dvornikov, V.S., Lomize, M.G., Petrova, M.A., Tikhomirova, E.I., Frolova, I.I., Yakovleva, E.B., 1959: Principles of classification of the ancient volcanic clastic rocks. Int.Geol.Rev. 1/12.
- Blyth, F.G.H., 1940: The nomenclature of pyroclastic deposits. Bull.Volc. 6.
- Burri, C., Parker, R.L. und Wenk, E., 1967: Die optische Orientierung der Plagioklase. - Basel.
- Carlisle, D., 1963: Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. J.Geol. 71.
- Condie, K.C., Barsky, C.K. and Mueller, P.A., 1969: Geochemistry of Precambrian diabase dikes from Wyoming. Geochim.Cosmochim.Acta 33.
- Cooke, D.L. and Moorhouse, W.W., 1969: Timiskaming volcanism in the Kirkland area, Ontario, Canada. Canadian J.Earth Sci. 6.
- Crook, K.A.W., 1960: Classification of arenites. Am.J.Sci. 258.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1962: Rock forming minerals. Vol. London.

- Dietrich, V., 1968: Geosynklinaler Vulkanismus in den oberen penninischen Decken Graubündens (Schweiz). Geol.Rundschau 57.
- Eichstädt, F., 1884: Om uralitdiabas, en följeslagare till gångformigt uppträdande småländska kvartsporfyrer. GFF 6.
- 1885: Kvartsit-diabaskonglomeratet i Småland och Skåne. SGU C 74.
 - 1887: Pyroxen och amfibolförande bergarter från mellersta och östra Småland. Bih. till KVAH 11 nr 14.
- Elbers, F.J., 1971: Evolution of the Svecofennian orogeny in the north-eastern part of the Västervik area, southeastern Sweden, with special reference to deformation, metamorphism, and magmatism. - Amsterdam.
- Engel, A.E.J., 1963: Geologic evolution of North America. Bull.Geol.Soc. America 76.
- Engel, A.E.J., Engel, C.G. and Havens, R.G., 1965: Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. Bull.Geol.Soc. America 76.
- Eskola, P., 1927: Petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine von Finnland. Fortschr.Min.Geol.Petr. 11.
- Fiala, F., 1967: Algonkian pillow lavas and variolites in the Barrandian area. Sbornik Geologických Ved Rada G, sv 12.
- Fisher, R.V., 1958: Definition of volcanic breccias. Bull.Geol.Soc. America 69.
- 1961: Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Bull.Geol.Soc. America 72.
 - 1966: Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth-Science Reviews 1.
- Fiske, R.S., Hopson, C.A. and Waters, A.C., 1963: Geology of Mount Rainier National Park, Washington. Geol.Survey. Prof.Paper 444.
- Fleuty, M.J., 1964: Description of folds. Geol.Ass.Proc. 75.
- Gavelin, A., 1904: Beskrifning till kartbladet Loftahammar. SGU Aa 127.
- Gavelin, S., 1931: Några iakttagelser över stratigrafi och tektonik inom Almesåkraformationen. GFF 53.
- Gavelin, S. and Lundegårdh, P.H., 1960: Development of gneisses and granites in southern Sweden. Int.Geol.Congr. 21. Session Norden. Guide to excursions no A 28 and C 23.
- Geijer, P., Collini, B., Munthe, H. and Sandegren, R., 1951: Beskrivning till kartbladet Gränna. SGU Aa 193.
- Gilluly, J., 1935: Keratophyres of eastern Oregon and the spilite problem. Am.J.Sci. Ser.5 vol.29.

- Glikson, A.Y., 1971: Primitive Archaean element distribution patterns: Chemical evidence and geotectonic significance. *Earth and Planetary Science Letters* 12.
- Gorbatshev, R., 1961: Dolerites of the Eskilstuna region. *SGU C* 580.
- 1969: A study of Svecofennian supracrustal rocks in central Sweden: Lithological association, stratigraphy and petrology in the north-western part of the Mälaren-Hjälmaren basin. *GFF* 91.
 - 1971: Age relations and rocks of the Svecofennian-Gothian boundary, Linköping, south central Sweden. *SGU C* 664.
- Harker, A., 1960: *Petrology for students*. Cambridge.
- Hay, R.L., 1952: The terminology of fine-grained detrital volcanic rocks. *J.Sed.Petrol.* 22.
- Hedström, H., 1917: Beskrivning till kartbladet Eksjö. *SGU Aa* 129.
- Hentschel, H., 1960: Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. *Geol.Rundschau* 50.
- Hietanen, A., 1943: Über das Grundgebirge des Kalantigebietes im süd-westlichen Finnland. *Bull.Comm.géol.Finlande* 130.
- Higgins, M.W., 1971: Cataclastic rocks. *Geol. Survey. Prof.Paper* 687.
- Hirschberg, A. und Winkler, H., 1968: Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. *Contr. Mineral. and Petrol.* 18.
- Hjelmqvist, S., 1938: Långasjötraktens geologi.- Emmaboda.
- 1969: En pålagringskontakt mot äldre smålandsgranit. *GFF* 91.
- Holmquist, P.J., 1905 a: Loftahammarbladet och urbergsproblemet. *GFF* 27.
- 1905 b: Behandlingen af berggrunden i "Geologiska kartbladet Loftahammar". *GFF* 27.
- Holst, N.O., 1879: Beskrifning till kartbladet Lessebo. *SGU Ab* 4.
- 1885: Beskrifning till kartbladet Hvetlanda. *SGU Ab* 8.
 - 1893: Beskrifning till kartbladet Lenhofda. *SGU Ab* 15.
- Hummel, D., 1877: Beskrifning till kartbladet Huseby. *SGU Ab* 1
- Hutchison, W.W., 1970: Metamorphic framework and plutonic styles in the Prince Rupert region of the central coast mountains, British Columbia. *Canadian J.Earth Sci.* 7/2.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification, 1972: An international guide to stratigraphic classification, terminology, and usage. - Montreal.
- Irvine, T.N. and Barager, W.R.A., 1971: A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Canadian J.Earth Sci.* 8/5.

- Jakes, P. and White, A.J.R., 1972: Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Bull.Geol.Soc.America 83.
- Johannsen, A., 1931: A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol.1. - Chicago.
- Kerr, F.P., 1959: Optical mineralogy. - New York.
- Kresten, P., 1971: Metamorphism and migmatization in the Västervik area, SE Sweden. GFF 93.
- Kuno, H., 1968: Differentiation of basalt magmas. - Basalts. The Polder-vaart treatise on rocks of basaltic composition. 1. New York.
- Larsson, W., 1947: Några resultat av berggrundsgeologiska studier inom Dalformationens norra gränsområde. GFF 69.
- Leake, B.E., 1964: The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. J.Petrol. 5.
- Lundegårdh, P.H., 1950: Några notiser från Östergötland och Småland. GFF 72.
- 1956: Petrology of the Uppsala region, eastern Sweden. SGU C 544.
 - 1967: Berggrunden i Gävleborgs län. SGU Ba 22.
 - 1971: Neue Gesichtspunkte zum schwedischen Präkambrium. Geol. Rundschau 60.
- Lundegårdh, P.H. och Lundqvist, G., 1956: Beskrivning till kartbladet Uppsala. SGU Aa 199.
- Lundqvist, T., 1968: Precambrian geology of the Los-Hamra region, central Sweden. SGU Ba 23.
- MacDonald, G.A., 1968: Forms and structures of extrusive basaltic rocks. - Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. 1. New York.
- Magnusson, N.H., 1960: Age determination of Swedish Precambrian rocks. GFF 82.
- Magnusson, N.H., Thorslund, P., Brotzen, F., Asklund, B. and Kulling, O., 1960: Description to accompany the map of the pre-quaternary rocks of Sweden. SGU Ba 16.
- Magnusson, N.H., Lundqvist, G. och Regnéll, G., 1963: Sveriges geologi. 4 uppl. Stockholm.
- Manson, V., 1968: Geochemistry of basaltic rocks: Major elements. - Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. 1. New York.
- Marmo, V., 1971: Granite petrology and the granite problem. - Amsterdam.

- McRitchie, W.D., 1971: The petrology and environment of the acid plutonic rocks of the Wanipigow - Winnipeg Rivers region, southeastern Manitoba. - Geology and geophysics of the Rice Lake region, southeastern Manitoba. Mines Branch Publ. 71-1. Manitoba.
- Mehnert, K.R., 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. - Amsterdam.
- Misra, S.N. and Griffin, W.L., 1972: Geochemistry and metamorphism of dolerite dikes from Austvågøy in Lofoten. Norsk geol.tidsskr. 52.
- Moorhouse, W.W., 1959: The study of rocks in thin sections. - New York.
- Munthe, H. och Hedström, H., 1904: Beskrifning till karthaldet Mönsterås med Högby. SGU Ac 8.
- Munthe, H. och Gavelin, A., 1907: Beskrifning till kartbladet Jönköping. SGU Aa 123.
- Nayudu, Y.R., 1964: Palagonite tuffs (hyaloclastites) and the products of post-eruptive processes. Bull.Volc. 27.
- Nockolds, S.R., 1954: Average chemical compositions of some igneous rocks. Bull.Geol.Soc.America 65.
- Nordenskjöld, C.E., 1944: Morfologiska studier vid norra Kalmarsund. Svensk Geografisk Årsbok 20.
- Nordenskjöld, O., 1893: Om de porfyriskå gangbergarterna i östra Småland. SGU C 133.
- 1894: Über archaische Ergussgesteine aus Småland. SGU C 135.
- 1896: De svenska hälleflintbergarterna. SGU C 159.
- Pantó, G., 1959: Vorschläge zur Schaffung einer einheitlichen Terminologi für vulkanische Gesteine. Zeitschrift für angewandte Geologie 5.
- Parsons, W.H., 1969: Criteria for the recognition of volcanic breccias: Review. Geol.Soc.America Mem. 115.
- Peltz, S., 1972: Quelques considérations sur la nomenclature et la classification des pyroclastites. Bull.Volc. 35.
- Pettijohn, F.J., 1957: Sedimentary rocks. - New York.
- Phillips, F.C., 1971: The use of stereographic projection in structural geology. - London.
- Pichler, H., 1965: Acid Hyaloclastites. Bull.Volc. 23.
- Persson, L., 1973: Sura vulkaniter, graniter och associerade bergarter i en del av nordöstra Småland. - Lund.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Verschure, R.H. and Verdurmen, E.A., 1969: Investigations in the Västervik area, southeastern Sweden. 2. Isotopic age determinations. Geologie en mijnbouw 48.

- Prinz, M., 1968: Geochemistry of basaltic rocks: Trace elements. - Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. 1. New York.
- Ramberg, H., 1960: Relationships between length of arc and thickness of ptygmatically folded veins. Am.J.Sci. 258.
- 1963: Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks. Bull.Amer.Ass.Petr.Geol. 47.
- Ramsay, J.G., 1962: The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. J.Geol. 70.
- 1964: The uses and limitations of beta-diagrams and pi-diagrams in the geometrical analysis of folds. Quart.Journ.Geol.Soc.London 120.
- 1967: Folding and fracturing of rocks. - New York.
- Rast, N., 1956: The origin and significance of boudinage. Geol.Mag. 93.
- Reed, J.C. and Morgan, B.A., 1971: Chemical alteration and spilitization of the Catoctin greenstones, Shenandoah National Park, Virginia. J.Geol. 79.
- Reynolds, D.L. and Holmes, A., 1954: The superposition of Caledonoid folds on an older fold-system in the Dalradians of Malin Head, Co. Donegal. Geol.Mag. 91.
- Rittman, A., 1952: Nomenclature of volcanic rocks. Bull.Volc. 12.
- 1962: Volcanoes and their activity. - New York.
- Silvestri, S.C., 1963: Proposal for a genetic classification of hyaloclastites. Bull.Volc. 25.
- Simonen, A., 1948: On the petrochemistry of the infracrustal rocks in the svecofennidic territory of southwestern Finland. Bull.Comm. géol.Finlande No 141.
- Solomon, M., 1969: The nature and possible origin of the pillow lavas and hyaloclastite breccias of King Island, Australia. Quart.Journ. Geol.Soc.London 124.
- Speedyman, D.L., 1972: Mechanism of emplacement of plutonic igneous rocks in the Husfjord area of Sprøy, West Finnmark. Norges geol. unders. 272.
- Spry, A., 1969: Metamorphic textures. - Oxford.
- Stolpe, M., 1892: Beskrifning till kartbladet Nydala. SGU Ab 14.
- Streckeisen, A.L., 1967: Classification and nomenclature of igneous rocks. N.Jb.Min. Abh. 107.
- Sturial, C., 1963: Pillows and hyaloclastites on the island of Ustica (Sicily). Bull.Volc. 25.

- Sturt, B.A., 1962: The composition of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism. *J.Petrol.* 3.
- Sundius, N., 1921: Åtvidabergstraktens geologi om malmfyndigheter. SGU C 306.
- 1930: On the spilitic rocks. *Geol.Mag.* 61.
- Svedmark, E., 1885: Proterobas i södra och mellersta Sverige. SGU C 76.
- Svenonius, F., 1907: Beskrifning till kartbladet Västervik. SGU Aa 137.
- 1914: Beskrifning till kartbladet Gamleby. SGU Aa 147.
- Svoboda, K., 1962: Beitrag zur Klassifikation der slowakischen Tuffe. *Acta Geol.Acad.Sci.Hung.* 7.
- Taylor, S.R., 1965: The application of trace element data to problems in petrology. *Phys.Chem. of the Earth* 6.
- Tröger, W.E., 1956: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1. Bestimmungstabell. Stuttgart.
- 1967: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2. Textband. Stuttgart.
- Turner, F.J. and Verhoogen, J., 1960: *Igneous and metamorphic petrology.* - New York.
- Török, Z., 1962: Vorschlag für eine Verbesserung der Klassifizierung und der Forschungsmethodik der Pyroklastite. *Acta Geol.Acad.Sci.Hung.* 7.
- Vallance, T.G., 1960: Concerning spilites. *Proc. Linnean Soc. New South Wales*, 85.
- Vidal, G. and Röshoff, K., 1971: Organic remains in metasedimentary and metatuffitic rocks of the Vetlanda series, south Sweden. A preliminary report. *GFF* 93.
- Vlodavets, V.I., Maleyev, Y.F., Petrov, V.P., Gapeyev, G.M., Khabakov, A.V., Frolova, T.I., Miller, Y.Y., Dzotsenidze, G.S., Shirinyan, K.G. and Kvasha, L.G., 1963: Draft of the proposal submitted to Commission of the classification of pyroclastic rocks elected at the First All-union Volcanology Conference. *Int.Geol.Rev.* 5/5.
- Wahl, W., 1936: Om granitgrupperna och bergskedjeveckningarna i Sverige och Finland. *GFF* 58.
- Walker, F. and Poldervaart, A., 1949: Karroo dolerites of the Union of South Africa. *Bull.Geol.Soc.America* 76.
- Welin, E., 1966 a: Uranium mineralizations and age relationships in the Precambrian bedrock of central and southeastern Sweden. *GFF* 88.
- 1966 b: The absolute time scale and the classification of Precambrian rocks in Sweden. *GFF* 88.
- 1971: Radiometriska dateringar och den svenska berggrundens ålder. *GFF* 93.

- Welin, E. and Blomqvist, G., 1966: Further age measurements on radioactive minerals from Sweden. GFF 88.
- Welin, E., Blomqvist, G. and Parwel, A., 1966: Rb/Sr whole rock age data on some Swedish Precambrian rocks. GFF 88.
- Wentworth, C.K. and Williams, H., 1932: The classification and terminology of the pyroclastic rocks. Natl.Acad.Sci. - Natl.Research Council 89.
- Westra, L., Elbers, F.J. and Sijperda, W.S., 1969: Investigations in the Västervik area, southeastern Sweden. 1. Structural geology and genesis of the "younger" granites. Geologie en mijnbouw 48.
- Wilson, H.D.B., Andrews, P., Moxham, R.L. and Ramlal, K., 1965: Archaeane volcanism in the Canadian shield. Canadian J.Earth Sci. 2.
- Winkler, H.G.F., 1967: Petrogenesis of metamorphic rocks. - Berlin.
- Åberg, G., 1972: An Rb/Sr age of the Småland porphyries. GFF 94.



